

“十三五”普通高等教育本科规划教材

高等院校土建类专业“互联网+”创新规划教材



第3版

工程地质

主编◎倪宏革

- 19个动画展现受力情况及演变过程
- 33个视频播放工程案例及有关操作
- 37个图文链接相关知识及拓展内容



扫一扫联系客服



电子课件



说　明

本书电子版仅提供给高校任课教师使用，如有任课教师需要全本教材浏览或需要本书课件等相关教学资料，请联系北京大学出版社客服，微信手机同号：15600139606，扫下面二维码可直接联系。

由于教材版权所限，仅限任课教师索取，谢谢！



“十三五”普通高等教育本科规划教材
高等院校土建类专业“互联网+”创新规划教材

工程地质(第3版)

主　编　倪宏革
副主编　战吉艳　范庆来
　　　　时向东　袁立群
主　审　罗国煜



内容简介

本书系统地介绍了工程地质学的基本原理和勘察、测试技术，包括岩石和土的物质组成及其工程特性与工程地质分类；地质构造及工程地质评价；地下水、河流、海岸带、岩溶、边坡、风化等地质作用的基本规律与灾害防治，以及工程地质勘察、工程地质报告和图件的编制。

本书可作为高等院校土木工程专业的教材，也可用作水利工程、采矿工程等相关本科专业的教材或教学参考书，还可供上述各专业工程技术人员参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

工程地质/倪宏革主编．—3版．—北京：北京大学出版社，2018.12
高等院校土建类专业“互联网+”创新规划教材
ISBN 978-7-301-30316-0

Ⅰ．①工… Ⅱ．①倪… Ⅲ．①工程地质—高等学校—教材 Ⅳ．①P642

中国版本图书馆CIP数据核字(2019)第034718号

书　　名　工程地质（第3版）
GONGCHENG DIZHI (DI-SAN BAN)
著作责任者　倪宏革　主编
策划编辑　卢　东　吴　迪
责任编辑　伍大维
数字编辑　贾新越
标准书号　ISBN 978-7-301-30316-0
出版发行　北京大学出版社
地　　址　北京市海淀区成府路205号　100871
网　　址　http://www.pup.cn　新浪微博：@北京大学出版社
电子信箱　pup_6@163.com
电　　话　邮购部010-62752015　发行部010-62750672　编辑部010-62750667
印 刷 者
经 销 者　新华书店
787毫米×1092毫米　16开本　16印张　366千字
2009年8月第1版　2013年7月第2版
2018年12月第3版　2018年12月第1次印刷
定　　价　40.00元

第3版



教材必须及时反映我国土木工程领域科学技术的最新发展，以及高等工程教育教学改革所取得的阶段性成果，同时教材体系也要围绕学生需求相应改变。2016 年 10 月，北京大学出版社启动“互联网＋”数字教育计划，给我们提供了进一步提升教材质量的机会。

本版修订结合“工程地质”课程的教学目标和技能目标，打破传统教材知识表达的单一性，尝试多方式、多渠道的表达方式，通过二维码的形式将知识碎片化、形象化，从理论和实践多角度地讲解和拓展知识点，力争体现高等教育形式的创新，加强本科院校学生的学习主动性和课堂参与度。读者可通过手机的“扫一扫”功能，扫描书中的二维码，阅读更多丰富、直观的拓展知识内容，做到“寓乐于学，学以致用”。

本版修订工作由鲁东大学土木工程学院倪宏革教授担任主编，鲁东大学战吉艳老师和范庆来教授、烟台大学时向东副教授、聊城大学袁立群副教授担任副主编。全书最后由倪宏革教授统稿，由南京大学罗国煜教授主审。鲁东大学石云、李雪艳、孙俊祖、董晓明、宋军老师为本书提供了许多互联网素材，在此一并致谢！

限于编者水平，本教材的疏漏和不足之处在所难免，敬请广大读者批评指正，不胜感激。

在本书的出版工作中，编者得到了北京大学出版社的大力协助，在此表示衷心感谢！

编　者

2018 年 12 月



【资源索引】

目　录





第0章 绪 论

教学目标

通过本章学习，应达到以下目标。

(1) 了解地质学与工程地质学的关系。

(2) 了解工程地质学在土木工程建设中的作用。

教学要求

知识要点	掌握程度	相关知识
工程地质学的主要任务	(1) 了解工程地质学在土木工程建设中的作用 (2) 了解工程地质学课程应掌握的主要内容及学习要求	与工程地质学密切相关的主要学科



基本概念

地质学、工程地质学。

0.1 地质学与工程地质学

地质学是一门研究关于地球的科学。它研究的对象是固体地球的上层，主要有以下几方面内容。

① 研究组成地球的物质。由矿物学、岩石学、地球化学等分支学科承担这方面的研究。

② 研究地壳及地球的构造特征，即研究岩石或岩石组合的空间分布。这方面的分支学科有构造地质学、区域地质学、地球物理学等。

③ 研究地球的历史及栖居在地质时期的生物及其演变。研究这方面问题的有古生物学、地史学、岩相古地理学等。

④ 研究地质学的研究方法与手段，如同位素地质学、数学地质学及遥感地质学等。

⑤ 研究应用地质学以解决资源探寻、环境地质分析和工程建设及工程防灾问题。这方面主要包括两个目的：一是以地质学理论和方法指导人们寻找各种矿产资源，这是矿床学、煤田地质学、石油地质学、铀矿地质学等研究的主要内容；二是运用地质学理论和方法研究地质环境，查明地质灾害的规律和防治对策，以确保工程建设安全、经济和正常运行。

工程地质学是地质学的重要分支学科，是把地质学原理应用于实际工程的一门学问，是研究与工程建设有关的地质问题的学科。发展至今，工程地质学已成为一门独立学科。

就研究对象和内容来看，与工程地质学密切相关的主要学科，可用图 0.1 所示的简单关系框图来说明。

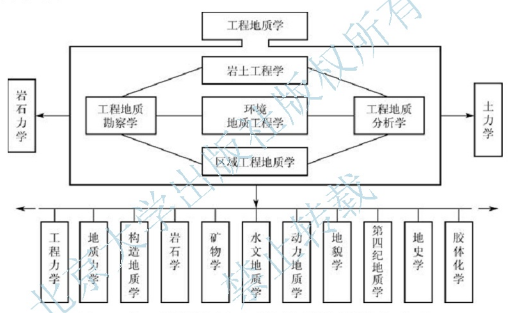


图 0.1　与工程地质学密切相关的主要学科的简单关系框图

工程地质学的具体任务如下。



【苏通大桥施工】



【地下厂房的开挖】

① 评价工程地质条件，阐明地上和地下建筑工程建设和运行的有利和不利因素，选定建筑场地和适宜的建筑形式，保证规划、设计、施工、使用、维修顺利进行。

② 从地质条件与工程建筑相互作用的角度出发，预测和论证有关工程地质问题发生的可能性、发生的规模和发展的趋势。

③ 提出改善、防治或利用有关工程地质条件的措施，以及加固岩土体和防治地下水的方案。

④ 研究岩体、土体的分类和分区，以及区域性特点。

⑤ 研究人类工程活动与地质环境之间的相互作用与影响。

由于工程地质条件有明显的区域性分布规律，因而工程地质问题也有区域性分布的特点；由于各类工程（交通、矿山、水利水电、工业与民用建筑等）对工程地质条件有不同的要求，因此主要工程地质问题也不同；由于各地工程地质条件复杂多变，因此决定了工程地质问题也千差万别。而各类工程又主要是一种表层建筑物，会遇到

各种各样的自然条件和地质问题，并易受频繁变化的大气物理作用的影响，因此，工程地质无论是在研究对象上还是在方法上都有自己的特点。工程地质学的研究对象是复杂的地质体，其研究方法应是地质分析法与力学分析法、工程类比法与试验法等的密切结合，即通常所说的定性分析与定量分析相结合的综合研究方法。


【隧道工程地质环境】

0.2 工程地质学在土木工程建设中的作用

各种土木工程，如铁路、公路、桥梁、隧道、房屋、机场、港口、管道及水利等工程，都是修建在地表或地下的工程建筑。建筑物场地的地质环境和工程地质条件(包括场地及周围的岩体、土体类型和性质，地质构造，地表水和地下水的作用，各种自然地质作用等)与工程的设计、施工和运营密切相关。在进行工程建设时，无论是总体布局阶段还是个体建筑物设计、施工阶段，都应当进行相应的工程地质工作。总体布局阶段应进行区域性工程地质条件和地质环境的评价；场地选择阶段应进行不同建筑场地工程地质条件的对比，选择最佳工程地质条件的方案；在选定场地进行个体工程建筑物设计和施工阶段，应进行工程地质条件的定量分析和评价，提出适合地质条件和与环境相协调的建筑物类型、结构和施工方法等建议，拟定改善和防治不良地质作用和环境保护的措施方案等。为了做好上述各阶段的工程地质工作，必须通过地质调查测绘、勘探、试验、理论分析等手段，获得必要的地质资料，结合具体工程的要求进行研究、分析和判断，最终得出相应的结论。鉴于工程地质对工程建设的重要作用，国家规定任何工程建设都必须在进行相应的地质工作、提出必要的地质资料的基础上才能进行工程设计和施工工作。


【隧道施工案例】

随着我国经济建设的日益发展，工程建设的规模和数量也越来越大。数十千米长的隧道、数百米高的大厦、数百米高的露天采矿场边坡、二滩和三峡水利枢纽工程等所谓“长隧道、深基坑、高边坡”的巨型重大工程建设与工程地质的关系更趋密切，对工程地质工作的要求也更高。因此，作为工程建筑的基础工作，工程地质工作的重要作用是客观存在和被实践证明了的。

0.3 本课程的主要内容及学习要求

工程地质学是一门应用科学，它是运用地质学的基本理论和知识，解决工程建设中各种工程地质问题的一个学科。因此，本课程主要内容应包括基础地质和工程地质两大部分。

本书前3章的内容主要是基础地质部分。第1章为地壳及其物质组成，包括主要造岩矿物、三大类岩石的工程性质及工程分类、特殊土的工程性质；第2章为地质构造及地质图，包括地壳运动及地质作用的概念、岩层及岩层产状、褶皱构造、断裂构造、地质构造对工程建筑物稳定性的影响、地质年代、地质图；第3章为水的地质作用，包括地表流水的地质作用、地下水的地质作用。岩土、地质构造和水是工程建筑所处地质环境中最基本的三大要素，对于不同地区、不同建筑场地、不同类型的工程建筑，这三大要素的类型、特征及其组合不同，就形成了不同的工程地质条件和问题。因此，基础地质是解决好工程地质问题必不可少的基本理论和知识。

工程地质部分则是本书后4章的主要内容。第4章为常见的地质灾害，包括滑坡、崩塌及岩堆、泥石流、边坡变形破坏、岩溶、地震；第5章为地下建筑工程地质问题，包括地下洞室变形及破坏的基本类型、围岩分级及其应用；第6章为特殊土的工程性质，包括黄土及其工程性质、膨胀土及其工程性质、软土及其工程性质、冻土及其工程性质；第7章为工程地质勘察，包括不同工程勘察阶段的勘察要求、工程地质勘察基本类型、工程地质勘察文件编制。

要掌握好工程地质知识，需要认真的科学态度，善于综合应用地质学理论及各种新技术、新方法、新理论(包括试验、计算)，相互核对、相互验证，客观地反映各种地质现象，正确、全面地评价工程地质条件，为工程设计和施工提供可靠的地质依据。工程地质是土木工程专业的专业基础课。学习本课程最重要的不是死记硬背某些条文，而是学会具体问题具体分析，将学到的工程地质知识和专业知识与其他课程知识密切联系起来，去解决工程实际中的工程地质问题。

作为一名土木工程专业学生，在学习本课程后，应达到以下基本要求和能力。

① 能阅读一般的地质资料，根据地质资料在野外能辨认常见的岩石和土，了解其主要的工程性质。

② 能辨认基本的地质构造类型及较明显、简单的地质灾害现象，并了解这些构造及不良地质对工程建筑的影响。

③ 重点掌握最常见的各种工程地质问题的基本知识，并在土木工程设计、施工和运营中能结合运用上述工程地质知识。

④ 了解取得工程地质资料的工作方法、手段及成果要求。

本章小结

工程地质学是地质学的重要分支学科，是把地质学原理应用于工程实际的一门学问，是研究与工程建设有关的地质问题的学科。

工程地质学的研究对象是复杂的地质体，其研究方法应是地质分析法与力学分析法、工程类比法与试验法等的密切结合，即通常所说的定性分析与定量分析相结合的综合研究方法。

各种土木工程，如铁路、公路、桥梁、隧道、房屋、机场、港口、管道及水利等工程，都是修建在地表或地下的工程建筑。在进行工程建设时，无论是总体布局阶段还是个体建筑物设计、施工阶段，都应当进行相应的工程地质工作。

思考题

1. 试说明工程地质学与地质学间的相互关系。
2. 与工程地质学密切相关的主要学科有哪些？
3. 工程地质学的具体任务是什么？
4. 土木工程专业学生在学习本课程后，应达到哪些基本要求？



第1章 地壳及其物质组成

教学目标

通过本章学习，应达到以下目标。

(1) 掌握鉴定矿物及三大岩类的方法、地质作用的类型及主要造岩矿物的性质。

(2) 认识影响岩石工程地质性质的因素。

(3) 理解风化作用的概念、类型及其表现形式。

教学要求

知识要点	掌握程度	相关知识
鉴别矿物的主要标志	(1) 理解矿物的形态、颜色、光泽、条痕、硬度、解理、断口的概念 (2) 掌握鉴别岩石中的矿物成分、结构和构造特征	常见矿物的特征
三大岩类的识别	掌握从岩石的成因、产状、矿物成分、结构构造等方面进行识别比较	三大类岩石的具体分类
岩石的工程地质性质	熟悉影响岩石工程性能的主要因素	岩石物理性质、水理性质和力学性质三个主要方面的概念
风化作用的分类	掌握物理、化学和生物风化的概念	影响风化作用的因素



基本概念

地质作用、地球的层圈构造、产状、结构构造、风化作用、解理、条痕、结晶程度、层理构造、变质作用、水理性质。

1.1 地球的总体特征

地球的赤道半径(6378.137km)比两极半径(6356.752km)略大，所以地球不是一个完全的正圆球体。地球表面参差起伏，大约有70.8%的面积为海洋，29.2%的面积为陆地。

1.1.1 地球的圈层构造

地球包括外圈层(即大气圈、水圈及生物圈)和内圈层两部分。内圈层也是分层的，由地壳、地幔、地核组成，如图1.1所示。地壳的密度为2.7～2.9g/cm³，由地表所见的各种岩石组成。位于大陆的陆壳厚度大，平均约35km，高山区可达70～80km，其下层为深变质岩，表层多为沉积岩，陆壳形成年代老，内部构造很复杂；位于大洋底部的洋壳，厚度较小，平均为7～8km，洋壳由玄武岩组成，表层有不厚的沉积物。地壳以下至大约2900km深处为地幔。地幔的密度为3.32～4.64g/cm³，由富含Fe、Mg的硅酸盐物质组成。地幔以下直到地心的部分称为地核。地核的密度为11～16g/cm³，由含Fe、Ni的物质组成。地核由液态外部地核和固态内部地核组成。

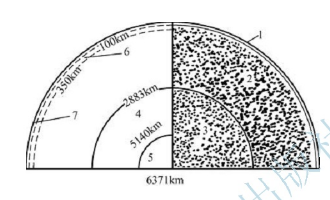


图1.1 地球内部圈层

1—地壳；2—地幔；3—地核；4—液态外部地核；5—固态内部地核；6—软流圈；7—岩石圈

对地球内部的认识主要来自对地震弹性波的研究。据研究发现，在地幔顶部50～250km处存在一个地震波速度减低带，该带约有5%的物质为熔融状态，易于发生塑性流动，称为软流圈(图1.1)。软流圈以上的物质均为固态，称为岩石圈。岩石圈具有较强的刚性，分裂成许多块体，称为板块。板块浮在软流圈上随之运动，这就是板块运动，也是构造运动发生的根源。

1.1.2 地质作用

现代地质学研究证实，地球形成之初，地表像现在的月球表面，并不存在水，也就没有海陆之分。大气成分中也没有二氧化碳和氧气。地球在其形成46亿年的历史中逐渐发展和演化成今天的面貌。同时，今天的地球仍以人们不易觉察的速度和方式在继续变化。目前人们对地壳的发展演化研究得最为详细，将塑造地壳面貌的自然作用称为地质作用。

地质作用的动力来源主要有两方面：一是来自地球内部，如放射性元素衰变，以及地球自转和重力作用等；二是来自地球以外，如太阳辐射和日月引力，以及恒星、行星的辐射等。只要引起地质作用的动力存在，地质作用就不会停止。地质作用实质上是组成地球的物质及由其传递的能量发生运动的过程。根据动力来源部位，地质作用常被划分为内力地质作用与外力地质作用两大类。地质作用常常引发灾害，按地质灾害成因的不同，工程

地质学把地质作用划分为物理地质作用和工程地质作用两种。物理地质作用即自然地质作用，包括内力地质作用与外力地质作用；工程地质作用即人为地质作用。

1. 物理地质作用

（1）内力地质作用

内力地质作用的动力来自地球本身，并主要发生在地球内部，按其作用方式可分为以下四种。

① 构造运动：是地壳的机械运动。水平方向的构造运动常使岩层受到挤压产生褶皱，或使岩层受到拉张而破裂。垂直方向的构造运动会使地壳出现上升或下降。青藏高原最近数百万年以来的隆升就是垂直运动的表现。

② 岩浆作用：是指岩浆沿地壳软弱破裂地带上升造成火山喷发形成岩浆岩或是在地下深处冷凝形成侵入岩的过程。

③ 变质作用：是指构造运动与岩浆作用过程中，原有的岩石受温度、压力和化学性质活泼的流体作用，在固体状态下发生物质成分和特征的改变，转变成新的岩石，即变质岩的形成过程。

④ 地震：是接近地球表面的岩层中构造运动以弹性波的形式突然释放应变能而引起地壳的快速颤动和震动。

（2）外力地质作用

外力地质作用主要由太阳辐射引起，并主要发生在地壳的表层，主要包括以下几种。

① 风化作用：暴露于地表的岩石，在温度、水、二氧化碳、氧气及生物等因素的长期作用下，发生化学分解和机械破碎。

② 剥蚀作用：河水、海水、湖水、冰川及风等在其运动过程中对地表岩石造成破坏，破坏产物随其运动而搬离原地。例如，海岸、河岸因受海浪和流水的撞击、冲刷而发生后退。斜坡剥蚀作用，又称块体运动，是指斜坡物质在重力及其他外力因素作用下产生滑动和崩塌。

③ 搬运作用：风化与剥蚀造成的破坏产物被搬运到他处。

④ 沉积作用：搬运物在适宜场所堆积。

⑤ 固结成岩作用：刚堆积的物质是松散多孔并富含水分的，被后来的沉积物覆盖埋藏后，在重压下排出水分，孔隙减小并被胶结，由松散堆积物渐变为坚硬的岩石，也就是沉积岩。

2. 工程地质作用(人为地质作用)

工程地质作用(人为地质作用)是指由人类活动引起的地质效应。例如，采矿特别是露天开采移动大量岩体可能会引起地表变形、崩塌、滑坡；人类在开采石油、天然气和地下水时因岩土层疏干排水可能会造成地面沉降；人类兴建水利工程可能会造成土地淹没、盐渍化、沼泽化，甚至造成库岸滑坡、水库地震等。

1.2 矿　　物

自然界中已发现的矿物约有3000种，其中能够组成岩石的矿物称为造岩矿物。在岩石中经常出现明显影响岩石性质、对鉴别岩石种类起重要作用的矿物，称为主要造岩矿物，有20～30种。

1.2.1 矿物的形态及主要物理性质

矿物的形态及主要物理性质是肉眼鉴别矿物的重要依据。

1. 矿物的分类

绝大多数造岩矿物呈固态，固态矿物中大多数为结晶质，少数为非晶质。

① 结晶质矿物的内部质点(原子、分子或离子)在三维空间呈有规律的周期性排列，形成空间结晶格子构造。因此，在一定条件下，每种结晶质矿物都具有固定的规则几何外形，这就是矿物的固有形态特征。具有良好固有形态的晶体称为自形晶或单晶体。在自然界中，自形晶较少见到。在晶体生长过程中，受生长速度和周围自由空间环境的限制，晶体多发育不良，形成不规则的外形，称为他形晶。岩石中的造岩矿物多为粒状他形晶的集合体。

② 非晶质矿物的内部质点排列没有规律性，故不具有规则的几何外形。非晶质矿物有玻璃质和胶体质两类。前者是由高温熔融体迅速冷凝而成，如火山喷出的岩浆迅速冷凝而成的黑曜岩中的矿物；后者是由胶体溶液沉淀或干涸凝固而成，如硅质胶体溶液沉淀凝聚而成的蛋白石($SiO_2 \cdot nH_2O$)。

2. 矿物的形态



【矿物的形态】

(1) 常见的单晶体矿物形态

① 片状、鳞片状，如云母、绿泥石等。

② 板状，如斜长石、板状石膏等。

③ 柱状，如长柱状的角闪石和短柱状的辉石等。

④ 立方体状，如岩盐、方铅矿、黄铁矿等。

⑤ 菱面体状，如方解石等。

⑥ 菱形十二面体状，如石榴子石等。

(2) 常见的矿物集合体形态

① 粒状、块状、土状：矿物晶体在空间三个方向上接近等长的他形集合体，当颗粒边界较明显时称为粒状，如橄榄石等；当肉眼不易分辨颗粒边界时称为块状，如石英等；疏松的块状可称为土状，如高岭土等。

② 鲕状、豆状、葡萄状、肾状：矿物集合体呈具有同心构造的球形，像鱼卵大小的称为鲕状，如方解石等；近似黄豆大小的称为豆状，如赤铁矿等；呈不规则的球形体的可称为葡萄状或肾状。

③ 纤维状：如石棉、纤维石膏等。

④ 钟乳状：如方解石、褐铁矿等。

【矿物的颜色】

3. 矿物的光学性质

(1) 颜色

矿物的颜色是矿物对光线吸收和反射的物理性能。颜色是由矿物的化学成分和内部结构决定的。例如，黄铁矿为铜黄色，橄榄石为橄榄绿色。

由于矿物是天然生成的，很容易混入其他杂质，从而改变矿物固有的颜色。例如，纯质石英是无色透明的，当含有不同杂质时可呈现乳白、紫红、烟黑等颜色。矿物固有的颜色称作自色，可用作鉴别矿物的特征；杂质染出的颜色称作他色，不可作为鉴别矿物的依据。

（2）条痕

矿物粉末的颜色称为条痕。一般是用矿物在白色瓷板上擦划来观察擦下来的矿物粉末的颜色。大多数浅色矿物的条痕是无色或浅色的，某些深色矿物的条痕与颜色相同，这些矿物的条痕对鉴别矿物无用。只有矿物的条痕与其颜色不同的某些深色矿物才能用于鉴别矿物的特征。例如，角闪石为黑绿色，条痕为淡绿色；辉石为黑色，条痕为浅棕色；黄铁矿为铜黄色，条痕为黑色等。

（3）光泽

矿物表面反射光线的能力称为光泽。根据矿物反射光线的强弱程度，可分为下列几种。

① 金属光泽：反光强烈，光辉闪耀，如方铅矿、黄铁矿等。

② 半金属光泽：反光较强，如磁铁矿等。

③ 非金属光泽：多数造岩矿物为透明或半透明的，它们的光泽常见的有以下几种。

a. 金刚光泽：反光较强，如金刚石等。

b. 玻璃光泽：近似一般平面玻璃的反光，如石英晶面、长石等。

c. 油脂光泽：如同涂上一层油脂后的反光，如石英断口上的光泽等。

d. 珍珠光泽：如同珍珠表面或贝壳内面出现的乳白彩光，如白云母薄片等。

e. 丝绢光泽：出现在纤维状集合体矿物的表面光泽，如石棉、绢云母、纤维石膏等。

f. 土状光泽：矿物表面反光暗淡，如高岭石等。

（4）透明度

矿物能够被光线穿透的程度称为透明度。矿物吸收、反射光线的能力越强，透明度越差。根据矿物的透明度可将矿物分为透明、半透明和不透明三大类。例如，纯净的石英单晶体和纯净的方解石组成的冰洲石为透明矿物；多数造岩矿物为半透明矿物，如一般石英集合体、滑石等；金属矿物则为不透明矿物，如黄铁矿、方铅矿、磁铁矿等。观察矿物透明度应注意同等厚度条件，肉眼观察可在矿物碎片边缘进行。

4. *矿物的力学性质*

（1）硬度

矿物抵抗外力机械刻划和摩擦的能力称为硬度。目前广泛采用对比摩氏硬度计硬度表(表1-1)中10种已确定硬度的矿物，来确定待定矿物硬度的相对硬度法。例如，通过用小刀刻划矿物表面试验，发现石墨的硬度与滑石接近，则石墨的硬度可定为1度；云母的硬度介于石膏和方解石之间，则云母的硬度可定为2～3度。

表1-1 摩氏硬度计硬度表

硬度	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
矿物	滑石	石膏	方解石	萤石	磷灰石	长石	石英	黄玉	刚玉	金刚石

（2）解理

矿物晶体在外力敲击下，有沿一定晶面方向裂开的性能，裂开的晶面一般平行成组出现，称为解理面。根据发育程度不同，解理可分为以下几种。


【解理】

① 极完全解理：矿物容易沿一组解理面裂成薄片，如云母。

② 完全解理：矿物容易沿三组解理面方向裂成块状或板状，如方解石破裂成菱形六面体。

③ 中等解理：矿物沿两组解理面方向裂成板状或柱状，如长石裂成板状、角闪石裂为长柱状。

④ 无解理：肉眼不易看到解理面，如橄榄石；或实际上没有解理面，如单晶体石英等。

（3）断口

实际上没有解理面的矿物，在外力敲击下，可沿任意方向发生无规则断裂破碎，其断裂面称为断口。断口形状各异，有贝壳状断口、参差状断口、锯齿状断口和平坦状断口等。


【常见造岩矿物的区分】

1.2.2 主要造岩矿物及其物理性质

常见的造岩矿物及其物理性质见表1－2。

表1－2 常见的造岩矿物及其物理性质

矿物名称及化学成分	形 状	物理性质				主要鉴定特征
		颜色	光泽	硬度	解理、断口	
石英 SiO_2	六棱柱状或双锥状、粒状、块状	无色、乳白色或其他色	玻璃光泽、断口为油脂光泽	7	无解理，贝壳状断口	形状、硬度
正长石 $KAlSi_3O_8$	短柱状、板状、粒状	肉色、浅玫瑰色或近于白色	玻璃光泽	6	二向完全解理，近于正交	解理、颜色
斜长石 $Na(AlSi_3O_8)$ $Ca(Al_2Si_2O_8)$	长柱状、板条状	白色或灰白色	玻璃光泽	6	二向完全解理，斜交	颜色，解理面有细条纹
白云母 $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	板状、片状	无色、灰白至浅灰色	玻璃或珍珠光泽	2～3	一向极完全解理	解理，薄片有弹性
黑云母 $K(Mg、Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	板状、片状	深褐、黑绿至黑色	玻璃或珍珠光泽	2.5～3	一向极完全解理	解理、颜色，薄片有弹性
角闪石 $Ca_2Na(Mg、Fe)_4(Al、Fe)[(Si、Al)_4O_{11}]_2(OH)_2$	长柱状、纤维状	深绿至黑色	玻璃光泽	5.5～6	二向完全解理，交角近56°	形状、颜色

续表

矿物名称及化学成分	形状	物理性质				主要鉴定特征
		颜色	光泽	硬度	解理、断口	
辉石 (Ca、Mg、Fe、Al) [(Si、Al)$_2$O$_6$]	短柱状、粒状	褐黑、棕黑至深黑色	玻璃光泽	5～6	二向完全解理，交角近90°	形状、颜色
橄榄石 (Mg、Fe)$_2$SiO$_4$	粒状	橄榄绿、淡黄绿色	油脂或玻璃光泽	6.5～7	通常无解理，贝壳状断口	颜色、硬度
方解石 $CaCO_3$	菱面体、块状、粒状	白、灰白或其他色	玻璃光泽	3	三向完全解理	解理、硬度，遇盐酸强烈起泡
白云石 $CaMg(CO_3)_2$	菱面体、块状、粒状	灰白、淡红或淡黄色	玻璃光泽	3.5～4	三向完全解理，晶面常弯曲呈鞍状	解理、硬度，晶面弯曲，遇盐酸起泡微弱
石膏 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	板状、条状、纤维状	无色、白色或灰白色	玻璃或丝绢光泽	2	一向完全解理	解理、硬度
高岭石 $Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8$	鳞片状、细粒状	白、灰白或其他色	土状光泽	1	一向完全解理	性软、粘舌，具有可塑性
滑石 $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$	片状、块状	白、淡黄、淡绿或浅灰色	蜡状或珍珠光泽	1	一向完全解理	颜色、硬度，触摸有滑腻感
绿泥石 (Mg、Fe、Al) [(Si、Al)$_4$O$_{10}$](OH)$_8$	片状、土状	深绿色	珍珠光泽	2～2.5	一向完全解理	颜色，薄片无弹性，有挠性
蛇纹石 $Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8$	块状、片状、纤维状	淡黄绿、淡绿或淡黄色	蜡状或丝绢光泽	3～3.5	无解理，贝壳状断口	颜色、光泽
石榴子石 (Mg、Fe、Mn)$_3$ $Al_2(SiO_4)_3$	菱形十二面体、二十四面体、粒状	棕、棕红或黑红色	玻璃光泽	6.5～7.5	无解理，不规则断口	形状、颜色、硬度
黄铁矿 FeS_2	立方体、粒状	浅黄铜色	金属光泽	6～6.5	贝壳状或不规则断口	形状、颜色、光泽

1.3 岩 浆 岩

1.3.1 岩浆岩的形成过程

1. 岩浆和岩浆作用

岩浆是存在于上地幔和地壳深处，以硅酸盐为主要成分，富含挥发性物质，处于高温(700～1300℃)、高压(高达数千兆帕)状态下的熔融体。按岩浆中 SiO_2 含量的多少，可把岩浆分为四种，见表 1-3。

表 1-3 岩浆岩按 SiO_2 含量分类

岩浆类型	SiO_2 含量/%	颜 色	稀 稠	密 度
酸性的	>65	浅	稠	轻
中性的	65～52	↕	↕	↕
基性的	52～45			
超基性的	<45	深	稀	重


【美国夏威夷基拉韦厄火山】

地下深处相对平衡状态下的岩浆，受地壳运动影响，就会沿着地壳中薄弱、开裂地带向地表方向活动，岩浆的这种运动称为岩浆作用。若岩浆上升未达地表，在地壳中冷却凝固，这种岩浆作用称为岩浆侵入作用；若岩浆上升冲出地表，在地面上冷却凝固，这种岩浆作用则称为岩浆喷出作用，也称火山作用。

2. 岩浆岩的形成及其产状

(1) 岩浆岩的形成


【岩浆岩的产状】

在岩浆作用后期，岩浆冷却凝固形成的岩石称为岩浆岩。岩浆侵入作用形成侵入岩，岩浆冷凝位置离地表深的，形成深成侵入岩；离地表浅的，形成浅成侵入岩。岩浆喷出作用形成喷出岩或火山岩。

(2) 岩浆岩的产状

岩浆岩的产状是指岩浆岩的形态、大小及其与周围岩体间的相互关系。因此，岩浆岩的产状既与岩浆性质密切相关，也受周围岩体及环境的控制。常见岩浆岩产状有以下几种(图 1.2)。

① 岩基和岩株：属深成侵入岩产状。岩基规模最大，基底埋藏深，多为花岗岩；岩株规模次之，形状不规则，宏观上呈树枝状。

② 岩盘和岩床：属浅成侵入岩产状。岩盘形成透镜体或倒扣的盘子状岩体，多为黏性较大的酸性岩浆形成；岩床形成厚板状岩体，多由黏性较小的基性岩浆形成。

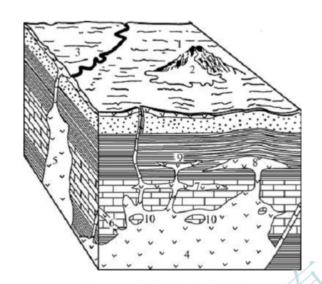


图 1.2 岩浆岩的产状示意

1—岩钟；2—熔岩流；3—熔岩被；4—岩基；5—岩株；6—岩墙；7—岩床；
8—岩盘；9—岩盆；10—捕虏体

③ 岩墙和岩脉：属规模较小的浅成侵入岩产状。岩浆沿近于垂直的围岩裂隙侵入，形成的岩体称为岩墙，长数十米至数千米，宽数米至数十米；岩浆侵入围岩各种断层和裂隙形成的脉状岩体，称为岩脉或脉岩，长数厘米至数十米，宽数毫米至数米。

④ 火山颈：火山喷发时，岩浆在火山口通道里冷凝形成的岩体，呈近于直立的不规则圆柱形岩体，是介于浅成侵入岩与喷出侵入岩之间的中间类型。

⑤ 岩钟和熔岩流：属喷出岩的产状。岩钟是黏性大的酸性岩浆在喷出火山口后，于火山口周围冷凝而成的钟状或锥状岩体，又称火山锥。熔岩流是黏性小的基性岩浆在喷出火山口后，迅速向地表较低处流动，边流动边冷凝而成的岩体；熔岩流在一定地表面范围内覆盖一定的厚度，则称为熔岩被。

1.3.2 岩浆岩的地质特征

岩浆岩的地质特征包括岩石的结构、构造和矿物成分，它们都是由岩石形成过程所决定，又是鉴定岩石的特征。

岩石的结构指岩石中矿物的结晶程度、晶(颗)粒大小、晶(颗)粒形态及晶(颗)粒之间的相互关系。

岩石的构造指岩石中的矿物在空间的排列与充填方式上所反映出来的岩石外貌特征。

1. 岩浆岩的结构

【岩浆岩的结构和构造】

常见的岩浆岩结构如下。

(1) 全晶粒状结构

矿物全部结晶，肉眼可见晶粒，晶粒大小均匀。按晶粒大小又可分为粗粒(大于5mm)、中粒(1～5mm)、细粒(小于1mm)。全晶粗粒和全晶中粒为深成岩结构，全晶细粒常为浅成岩结构。

（2）结晶斑状结构

矿物全部结晶，肉眼可见晶粒，晶粒大小不均。大于5mm的斑晶被细小晶粒的基质包围。结晶斑状结构又称似斑状结构，是深成岩结构。

（3）斑状结构

实际上矿物全结晶，但肉眼只能看到粗大斑晶粒(常为大于5mm的石英或长石晶体)，而包围斑晶的基质多为肉眼不可分辨的极细小晶粒。这种极细小的、肉眼不可见的晶粒集合体，称为隐晶质。因此，斑状结构实际上是斑晶被隐晶质基质包围，是浅成岩或喷出岩结构。

（4）隐晶质结构

全结晶，晶粒极细小，肉眼不可分辨，是喷出岩结构。

（5）非晶质结构

全部不结晶，是喷出岩结构。

2. *岩浆岩的构造*

常见的岩浆岩构造如下。

（1）块状构造

岩石中矿物均匀分布，无定向排列现象，呈均匀的块体。这种构造是绝大多数岩浆岩的构造，全部侵入岩是块状构造，部分喷出岩也是块状构造。

（2）流纹状构造

岩石中的柱状和针状矿物、拉长的气孔、不同颜色的条带，相互平行、定向排列，形成流纹状构造。它是喷出岩构造，是酸性喷出岩流纹岩的特有构造。

（3）气孔状构造

岩浆喷出地面迅速冷凝过程中，岩浆中所含气体或挥发性物质从岩浆中逸出后，在岩石中生成大小不一的气孔，形成气孔状构造。它是喷出岩构造。

（4）杏仁状构造

具有气孔状构造的岩石，若后期在其气孔中充填沉淀了某些次生物质(与原岩成分无关)，则称为杏仁状构造。它是喷出岩构造。

3. *岩浆岩的矿物成分*

岩浆岩中最常见的主要矿物有石英、正长石、斜长石、黑云母、角闪石、辉石、橄榄石等。一般根据岩石所含主要矿物成分来确定岩石的类型和名称。主要矿物约占岩石中矿物的90%。

1.3.3 岩浆岩的分类及常见岩浆岩的鉴定特征

1. *岩浆岩的分类*

岩浆岩的分类见表1-4。

表 1-4　岩浆岩的分类

<table>
<tr><td colspan="5">颜　色</td><td colspan="5">浅←→深</td></tr>
<tr><td colspan="5">岩浆类型</td><td>酸性</td><td colspan="2">中性</td><td>基性</td><td>超基性</td></tr>
<tr><td colspan="5">SiO_2含量/%</td><td>＞65</td><td colspan="2">65～52</td><td>52～45</td><td>＜45</td></tr>
<tr><td colspan="5" rowspan="2">成因类型 / 产状 / 构造 / 结构 / 次要矿物 / 主要矿物</td><td>石英、正长石、斜长石</td><td>正长石、斜长石</td><td>角闪石、斜长石</td><td>斜长石、辉石</td><td>橄榄石、辉石</td></tr>
<tr><td>黑云母、角闪石</td><td>角闪石、黑云母、辉石、石英（小于5%）</td><td>辉石、黑云母、正长石（小于5%）、石英(小于5%)</td><td>橄榄石、角闪石、黑云母</td><td>角闪石、斜长石、黑云母</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">喷出岩</td><td rowspan="2">岩钟、岩流</td><td rowspan="2">杏仁状、气孔状、流纹状、块状</td><td>非晶质（玻璃质）</td><td colspan="4">火山玻璃：黑曜岩、浮岩等</td><td>少见</td></tr>
<tr><td>隐晶质、斑状</td><td>流纹岩</td><td>粗面岩</td><td>安山岩</td><td>玄武岩</td><td>少见</td></tr>
<tr><td rowspan="2">侵入岩</td><td>浅成</td><td>岩床、岩墙</td><td rowspan="2">块状</td><td>结晶斑状、全晶细粒</td><td>花岗斑岩</td><td>正长斑岩</td><td>闪长玢岩</td><td>辉绿岩</td><td>少见</td></tr>
<tr><td>深成</td><td>岩株、岩基</td><td>全晶中、粗粒</td><td>花岗岩</td><td>正长岩</td><td>闪长岩</td><td>辉长岩</td><td>橄榄岩、辉岩</td></tr>
</table>

2. 常见岩浆岩的鉴定特征



【常见岩浆岩】

(1) 花岗岩

灰白、肉红色；全晶粒状结构；块状构造；主要矿物为石英、正长石和斜长石，有时含少量黑云母和角闪石。

(2) 花岗斑岩

也称斑状花岗岩，一般为灰红、浅红色；似斑状结构，斑晶多为石英或正长石粗大晶粒，基质多为细小石英和长石晶粒；块状构造；矿物成分与花岗岩相同。

(3) 流纹岩

多为浅红、浅灰或灰紫色；隐晶质结构，常含少量石英细小晶粒；流纹状构造，常见有被拉长的细小气孔；矿物成分与花岗岩相同。

(4) 正长岩

浅灰或肉红色；全晶粒状结构；块状构造；主要矿物为正长石及斜长石。

(5) 正长斑岩

颜色和矿物成分与正长岩相同；斑状结构，斑晶多为粗大正长石晶粒，基质为微晶或隐晶长石晶体；块状构造。

(6) 粗面岩

灰色或浅红色；斑状或隐晶质结构；块状构造；断裂面多粗糙不平而得名粗面岩。

(7) 闪长岩

灰色或灰绿色；全晶粒状构造；块状构造；主要矿物成分为角闪石和斜长石。

(8) 闪长玢岩

灰绿、灰褐色；斑状结构，斑晶主要是板状白色斜长石粗大晶粒，基质为黑绿色隐晶质；块状构造；矿物成分同闪长岩。

(9) 安山岩

有灰、棕、绿等色；隐晶质结构；块状构造；矿物成分同闪长岩。

(10) 辉长岩

深灰、黑绿至黑色；全晶粒状结构；块状构造；主要矿物为斜长石及辉石。

(11) 辉绿岩

多灰绿至黑绿色；隐晶质结构，或称辉绿结构，辉石微小晶体充填于长石微小晶体空隙中形成；块状构造；矿物成分同辉长岩。

(12) 玄武岩

灰黑、黑绿至黑色；隐晶质结构；块状、气孔状、杏仁状构造；矿物成分同辉长岩。

(13) 橄榄岩

橄榄绿或黄绿色；全晶粒状结构；块状构造；主要矿物为橄榄石和少量辉石。

(14) 辉岩

灰黑、黑绿至黑色；全晶粒状结构；块状构造；主要矿物为辉石及少量橄榄石。

(15) 黑曜岩

浅红、灰褐及黑色；几乎全部为玻璃质组成的非晶质结构；块状构造或流纹状构造；主要矿物为火山玻璃，偶含少量石英、透长石斑晶。

(16) 浮岩

灰白、灰黄色；为岩浆中泡沫物质在地表迅速冷凝而成，非晶质结构；气孔状构造；主要矿物为火山玻璃。

1.4 沉 积 岩

1.4.1 沉积岩的形成过程

沉积岩是地球表面最常见的岩石，从体积上看，沉积岩只占地壳岩石总体积的7.9%，但从分布面积上看，沉积岩却占陆地总面积的75%。

沉积岩是在地表或接近地表的常温常压条件下，由原岩(早期形成的岩浆岩、沉积岩和变质岩)经过下述四个作用过程而形成的。

1. 原岩风化破碎作用

原岩经过风化作用，成为各种松散破碎物质，被称为松散沉积物，它们是构成新的沉积岩的主要物质来源。此外，在特定的环境和条件下，大量生物遗体堆积而成的物质也是沉积物的一部分。风化破碎物质可分为以下三类。

① 大小不等的岩石或矿物碎屑，称为碎屑沉积物。

② 颗粒粒径小于0.005mm的黏土粒，称为黏土沉积物。

③ 以离子或胶体分子形式存在于水中的化学成分，如 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+} 等溶于水中，形成真溶液；而 Al、Fe、Si 等元素的氧化物、氢氧化物难溶于水，它们的细小分子质点分散到水中，形成胶体溶液。这两种溶液中的化学成分统称为化学沉积物。

2. 沉积物的搬运作用

原岩风化破碎产物除少部分残留在原地外，大部分都要被搬运一定距离。搬运的动力有流水、风力、重力和冰川等。搬运方式则主要有机械(物理)式搬运和化学式搬运两种。

(1) 机械（物理）式搬运

机械（物理）式搬运的主要搬运对象是碎屑和黏土沉积物。以风力或流水搬运为例，在运动过程中，又有三种不同的运动方式：悬浮、跳跃和滚动。这三种方式由沉积物大小、质量与搬运力大小来决定。沉积物在搬运过程中，相互碰撞和磨蚀，沉积物原有棱角逐渐消失，成为卵圆形或球形。碎块、颗粒圆滑的程度称为磨圆度，一般搬运距离越长磨圆度越高。

(2) 化学式搬运

化学式搬运是指以真溶液或胶体溶液方式进行的搬运。这种搬运方式主要搬运化学沉积物，可以搬运很远，直至进入海洋。

3. 沉积物的沉积作用

(1) 碎屑和黏土沉积物的沉积

当搬运力(如流水)逐渐减小时，被搬运的沉积物按其大小、形状和密度不同，先后停止搬运而沉积下来。大的比小的先沉积、球状的比片状的先沉积、重的比轻的先沉积。在同一地段上的沉积物，其颗粒大小均匀程度称为分选性，大小均匀的分选性好，大小悬殊的分选性差。

(2) 化学沉积物的沉积

真溶液中离子的沉淀和重新结晶与溶液中的 pH、温度和压力等许多因素有关，但最终取决于溶液的溶解度和离子浓度之间的相互关系。当离子浓度超过溶解度时，多余的离子就会重新结晶析出而沉淀。

胶体物质的重新凝聚和沉积，主要由于带正电荷的正胶体物质(如 Fe_2O_3、Al_2O_3 等)与带负电荷的负胶体物体(如 SiO_2、MnO_2 等)相遇，电价中和而凝聚；此外，胶体溶液逐渐脱水干燥，也会使其中的胶体物质凝聚沉积。

4. 成岩作用

松散沉积物经过下述四种成岩作用中的一种或几种作用后，会形成新的、坚硬的、完整的岩石——沉积岩。

(1) 压固脱水作用

沉积物不断沉积，厚度逐渐加大。先沉积在下面的沉积物，承受着上面越来越厚的新沉积物及水体的巨大压力，使下部沉积物孔隙减小、水分排出、密度增大，最后形成致密坚硬的岩石，这个过程称为压固脱水作用。

(2) 胶结作用

胶结作用是指各种松散的碎屑沉积物被不同的胶结物胶结而成为坚固完整的岩石的过程。最常见的胶结物有硅质胶结物、钙质胶结物、铁质胶结物和泥质胶结物等。

（3）重新结晶作用

重新结晶作用包括两种现象：①非晶质胶体溶液陈化脱水转化为结晶物质；②溶液中微小晶体在一定条件下能长成粗大晶体。通过重新结晶作用，可以形成隐晶或细晶的沉积岩。

（4）新矿物的生成

沉积物在向沉积岩的转化过程中，除了体积、密度上的变化外，同时还会生成与新环境相适应的稳定矿物，如方解石、燧石、白云石、黏土矿物等新的沉积岩矿物。

由以上成岩过程可知，沉积岩的产状均为层状。

1.4.2 沉积岩的地质特征

1. 沉积岩的结构

沉积岩的结构常见的有三种。

（1）碎屑状结构

碎屑状结构是由碎屑物质和胶结物组成的一种结构，按碎屑大小又可细分为砾状结构和砂状结构。

① 砾状结构：是指碎屑颗粒粒径大于2mm时的结构。根据碎屑形状，磨圆度差的称角砾状，磨圆度好的称圆砾状。

② 砂状结构：是指颗粒粒径为2～0.005mm时的结构。其中，颗粒粒径为2～0.5mm的结构为粗砂结构；颗粒粒径为0.5～0.25mm的结构为中砂结构；颗粒粒径为0.25～0.075mm的结构为细砂结构；颗粒粒径为0.075～0.005mm的结构为粉砂结构。

（2）泥状结构

泥状结构是由粒径小于0.005mm的黏土颗粒形成的结构。

（3）化学结构和生物化学结构

化学结构和生物化学结构是离子或胶体物质从溶液中沉淀或凝聚出来时，经结晶或重新结晶作用形成的结构为化学结构。化学结构中常见的有结晶粒状(包括显晶和隐晶两种)结构和同生砾状结构(包括豆状、鲕状、竹叶状等)。生物化学结构是由生物遗体及其碎片组成的化学结构，如贝壳状、珊瑚状等结构。

2. 沉积岩的构造

（1）层理构造及块状构造

野外观察可以发现沉积岩都是成层产出的，但从厚层沉积岩中打回的小块手标本上不一定都能看到明显的层理。

在地质特性上与相邻层不同的沉积层称为一个岩层。岩层可以是一个单层，也可以是一个组层。层理是指一个岩层中大小、形状、成分和颜色不同的层交替时显示出来的纹理。分隔不同岩层的界面称为层面，层面表示沉积作用的短暂停顿或间断。因此，岩体中的层面往往成为其软弱面。上下层面之间的一个岩层，在一定范围内，生成条件基本一致。它可以帮助人们确定该岩层的沉积环境，划分地层层序，进行不同地区岩层层位对比。上下层面间的垂直距离就是该岩层的厚度。岩层厚度可划分为以下五种：巨厚层(大

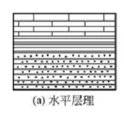
于1.0m)、厚层(1.0～0.5m)、中厚层(0.5～0.1m)、薄层(0.1～0.001m)、微层(纹层)(小于0.001m)。夹在两厚层中间的薄层称为夹层。夹层顺层延伸不远一侧渐薄至消失的现象称为尖灭；两侧尖灭的岩层称为透镜体。

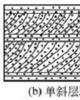
由于沉积环境和条件不同，有下列几种层理构造类型。

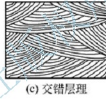
① 水平层理［图1.3(a)］。水平层理的层理与层面平行，层理面平直，在稳定和流速很低的水中沉积而成。

② 斜交层理。斜交层理又可分为单斜层理［图1.3(b)］和交错层理［图1.3(c)］，不同的层理面与层面斜交成一定角度。单斜层理是沉积物单向运动时受流水或风的推力而形成的；交错层理则是由于流体运动方向交替变换而形成的。

③ 波状层理［图1.3(d)］。波状层理的层理面呈波状起伏，其总方向与层面大致平行。波状层理又可分为平行波状层理和斜交波状层理。波状层理是在流体发生波动情况下形成的，经常有夹层、透镜体及尖灭现象。


(a) 水平层理


(b) 单斜层理


(c) 交错层理

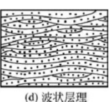

(d) 波状层理

图1.3 沉积岩的层理构造类型

在室内鉴定手标本时，当标本采自厚层均质沉积岩中的一小块时，肉眼不能分辨其层理，此时可称该标本为块状构造。碎屑岩和化学岩中的手标本，若非层理构造，即为块状构造。而黏土岩中的层理构造称为页理构造。

(2) 层面构造、结核及化石


【构造、结核、化石图片】

① 层面构造。在沉积岩岩层面上往往保留反映沉积岩形成时流体运动、自然条件变化遗留下来的痕迹，称为层面构造。常见的层面构造有波痕、雨痕、雹痕、泥裂等。风或流水在未固结的沉积物表面上运动留下痕迹，岩石固化后保留在岩层面上，这种痕迹称为波痕。雨痕和雹痕是沉积物层面受雨、雹打击留下的痕迹，固结石化后而形成。黏土沉积物层面失水干缩开裂，裂缝中常被后来的泥沙充填，黏土固结成岩后在黏土岩层面上保留下来，这种裂痕称为泥裂。

② 结核。沉积岩中常含有与该沉积岩成分不同的圆球状或不规则形状的无机物包裹体，称为结核。结核通常是沉积物或岩石中某些成分在地下水活动与交代作用下的结果。常见的结核有碳酸盐、硅质、磷酸盐质、锰质及石膏质结核。

③ 化石。埋藏在沉积物中的古代生物遗体或遗迹，随沉积物形成岩石或化成岩石的一部分，但其形态却保留下来，这些古代生物遗体或遗迹称为化石。化石是沉积岩特有的构造特征，是研究地质发展历史和划分地质年代的重要依据。

3. 沉积岩的矿物成分

经过沉积岩的四个形成作用过程后，原岩中的许多矿物已风化分解消失，只有石英、长石等少数矿物在岩屑或砂粒中保存下来。在粒径较大的砾岩和角砾岩碎屑中，也可见到原岩碎屑。

在沉积物向沉积岩转化过程中，除了体积上的变化外，同时也生成了与新环境相适应的稳定矿物。在沉积岩形成过程中产生的新矿物有方解石、白云石、黄铁矿、海绿石、黏土矿物、磷灰石、石膏、重晶石、蛋白石和燧石等，这些新矿物被称为沉积矿物，是沉积岩中最常见的矿物成分。

1.4.3 沉积岩的分类及常见沉积岩的鉴定特征



【沉积岩的分类】

1. 沉积岩的分类

沉积岩的分类见表1－5。

表1－5　沉积岩的分类

<table>
<tr><th>分类</th><th>岩石名称</th><th colspan="2">结　　构</th><th>构造</th><th colspan="2">矿物成分</th></tr>
<tr><td rowspan="6">碎屑岩</td><td>角砾岩</td><td rowspan="2">砾状结构
（粒径大于2mm）</td><td>角砾状结构
（粒径大于2mm）</td><td rowspan="6">层理或块状</td><td rowspan="2">砾石成分为原岩碎屑成分</td><td rowspan="6">胶结物成分可为硅质、钙质、铁质、泥质、碳质等</td></tr>
<tr><td>砾　岩</td><td>圆砾状结构
（粒径大于2mm）</td></tr>
<tr><td>粗砂岩</td><td rowspan="4">砂状结构
（2～0.005mm）</td><td>粗砂状结构
（粒径2～0.5mm）</td><td rowspan="4">砂粒成分如下。
① 石英砂岩：石英占95%以上。
② 长石砂岩：长石占25%以上。
③ 杂砂岩：含石英、长石及多量暗色矿物</td></tr>
<tr><td>中砂岩</td><td>中砂状结构
（粒径0.5～0.25mm）</td></tr>
<tr><td>细砂岩</td><td>细砂状结构
（粒径0.25～0.075mm）</td></tr>
<tr><td>粉砂岩</td><td>粉砂状结构
（粒径0.075～0.005mm）</td></tr>
<tr><td rowspan="2">黏土岩</td><td>页岩</td><td colspan="2" rowspan="2">泥状结构（粒径小于0.005mm）</td><td rowspan="2">层理或块状</td><td colspan="2" rowspan="2">颗粒成分为黏土矿物，并含其他硅质、钙质、铁质、碳质等成分</td></tr>
<tr><td>泥岩</td></tr>
<tr><td rowspan="7">化学岩及生物化学岩</td><td>石灰岩</td><td colspan="2" rowspan="7">化学结构及
生物化学结构</td><td rowspan="7">层理或块状或生物状</td><td colspan="2">方解石为主</td></tr>
<tr><td>白云岩</td><td colspan="2">白云石为主</td></tr>
<tr><td>泥灰岩</td><td colspan="2">方解石、黏土矿物</td></tr>
<tr><td>硅质岩</td><td colspan="2">燧石、蛋白石</td></tr>
<tr><td>石膏岩</td><td colspan="2">石膏</td></tr>
<tr><td>岩盐</td><td colspan="2">NaCl、KCl等</td></tr>
<tr><td>有机岩</td><td colspan="2">煤、油页岩等含碳、碳氢化合物的成分</td></tr>
</table>

在这里需要对火山碎屑岩类岩石做一下说明，这是一类由火山喷发的碎屑和火山灰就

地或经过一定距离搬运后沉积、胶结而成的岩石。火山碎屑岩根据碎屑大小可分为火山集块岩(碎屑直径大于100mm)、火山角砾岩(碎屑直径为2～100mm)和火山凝灰岩(碎屑直径小于2mm)。火山碎屑岩的胶结物可以是一般的沉积岩的胶结物，也可以是火山喷出的岩浆。若胶结物为正常沉积物，则形成的火山碎屑岩分别称为层火山集块岩、层火山角砾岩和层火山凝灰岩；若胶结物为喷出岩浆，则分别称为熔火山集块岩、熔火山角砾岩和熔火山凝灰岩；若两种胶结物均有，则把“层”及“熔”字去掉。由于火山碎屑岩类是介于岩浆岩与沉积岩之间的过渡性岩石，故未列入岩浆岩或沉积岩分类之中。

2. 常见沉积岩的鉴定特征

(1) 碎屑岩

碎屑岩由碎屑和胶结物两部分组成。一般确定碎屑岩名称也分两部分，前边是胶结物成分，后边是碎屑的大小和形状。碎屑岩的构造(层理或块状构造)一般不包含在岩石名称之内。

① 角砾岩和砾岩：碎屑粒径大于2mm、棱角明显的为角砾岩；磨圆度较好的为砾岩。定名时前边加上胶结物，如可定名为硅质角砾岩、硅质砾岩、铁质钙质角砾岩、铁质钙质砾岩等。

② 砂岩：按分类表中砂状结构的粒径大小，砂岩可分为粗、中、细、粉四种。定名时前边加上胶结物，如可定名为硅质粗砂岩、钙质泥质中砂岩、铁质细砂岩、泥质粉砂岩等。有时，在砂岩定名中还加上砂粒成分的内容，如长石砂岩、石英砂岩、杂砂岩等。还需要说明的是，天然沉积的砂粒，其粒径虽有一定的分选性，但仍然难免大小粒径混杂在一起，例如，中砂粒径范围是0.25～0.5mm，只要在该砂岩中，中砂粒含量超过全部砂粒50%以上，即可定名为中砂岩。

碎屑岩中的胶结物的成分和胶结方式，对碎屑岩的工程性质有重要影响。胶结物的鉴定特征见表1-6。

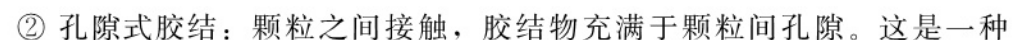
表1-6 胶结物的鉴定特征

胶结物类型	主要鉴定特征			
	颜 色	硬 度	滴稀盐酸	其 他
硅质	灰白、灰黑	6～7	—	—
钙质	灰白、灰黄	3	剧烈起泡	—
铁质	灰红、铁锈	4～5	—	—
碳质	黑色	2～3	—	污染手指
泥质	红、灰、黑色	1	—	遇水软化

胶结方式有以下三种。

① 基底式胶结：碎屑颗粒之间互不接触，散布于胶结物中。这种胶结方式胶结紧密，岩石强度由胶结物成分控制，硅质最强，铁质、钙质次之，碳质较弱，泥质最差。


【胶结方式】


② 孔隙式胶结：颗粒之间接触，胶结物充满于颗粒间孔隙。这是一种

最常见的胶结方式，它的工程性质受颗粒成分、形状及胶结物成分影响，变化较大。

③ 接触式胶结：颗粒之间接触，胶结物只在颗粒接触处才有，而颗粒孔隙中未被胶结物充满。这种胶结方式最差，其强度低、孔隙率大、透水性强。

(2) 黏土岩

黏土岩具有泥状结构；颗粒成分为黏土矿物，常含其他化学成分（硅、钙、铁、碳等）；页理构造发育的称为页岩，块状构造发育的称为泥岩。

(3) 化学岩及生物化学岩

化学岩及生物化学岩具有化学结构及生物化学结构；手标本观察其构造可为层理或块状；矿物成分是此类岩石定名的主要依据。常见岩石有以下几种。

① 石灰岩：主要矿物为方解石，有时含少量白云石或粉砂粒、黏土矿物等。纯石灰岩为浅灰白色，含杂质后可为灰黑至黑色，硬度3～4，性脆，遇稀盐酸剧烈起泡。普通化学结构的称为普通石灰岩；同生砾状结构的有豆状石灰岩、鲕状石灰岩和竹叶状石灰岩；生物化学结构的有介壳状石灰岩、珊瑚石灰岩等。

② 白云岩：主要矿物为白云石，有时含少量方解石和其他杂质。白云岩一般比石灰岩颜色稍浅，多灰白色；硬度4～4.5；遇冷盐酸不易起泡，滴镁试剂颜色会由紫变蓝。

③ 泥灰岩：主要矿物有方解石和含量高达25%～50%的黏土矿物两种。泥灰岩是黏土岩与石灰岩间的一种过渡类型岩石，颜色有浅灰、浅黄、浅红等；手标本多为块状构造；滴稀盐酸起泡后，表面留有黏土物质。

④ 燧石岩：由燧石组成的岩石，性硬而脆；颜色多样，灰黑色较多。在沉积岩中，少量燧石呈结核；局部较多可呈夹层；数量较大的燧石沉积成相当厚度的燧石岩。

1.5 变 质 岩

1.5.1 变质岩的形成过程

1. 变质岩及其产状

从前述岩浆岩和沉积岩的地质特性可知，每一种岩类、每一种岩石，都有它自己的结构、构造和矿物成分。在漫长的地质历史过程中，这些先期生成的岩石(原岩)在各种变质因素作用下，改变了原有的结构、构造或矿物成分，具有新的结构、构造或矿物成分，则原岩变质为新的岩石。引起原岩地质特性发生改变的因素称为变质因素；在变质因素作用下使原岩地质特性改变的过程称为变质作用；生成的具有新特性的岩石称为变质岩。

变质作用基本上是原岩在保持固体状态下、在原位置进行的，因此，变质岩的产状为残余产状。由岩浆岩形成的变质岩称为正变质岩；由沉积岩形成的变质岩称为副变质岩。正变质岩产状保留原岩浆岩的产状；副变质岩产状保留沉积岩的产状。

变质岩在地球表面分布面积占陆地面积的1/5。岩石生成年代越老，变质程度越深，该年代岩石中变质岩所占比例越大。例如，前寒武纪的岩石几乎都是变质岩。

2. 变质因素

引起变质作用的主要因素有以下三方面。

(1) 温度

高温是引起岩石变质最基本、最积极的因素。促使岩石温度增高的原因有三种：①地下岩浆侵入地壳带来的热量；②随地下深度增加而增加的地热，一般认为自地表常温带以下，深度每增加33m，温度提高1℃；③地壳中放射性元素衰变释放出的热量。高温使原岩中元素的化学活泼性增大，使原岩中矿物重新结晶，隐晶变显晶、细晶变粗晶，从而改变原结构，并产生新的变质矿物。

(2) 压力

作用在岩石上的压力主要分为两种。

① 静压力：类似于静水压力，是由上覆岩石质量产生的，是一种各方向相等的压力，随深度增加而增大。静压力使岩石体积受到压缩而变小、密度变大，从而形成新矿物。

② 动压力：也称定向压力，是由地壳运动而产生的。由于地壳各处运动的强烈程度和运动方向都不同，故岩石所受动压力的性质、大小和方向也各不相同。在动压力作用下，原岩中各种矿物会发生不同程度的变形甚至破碎的现象。在最大压力方向上，矿物被压溶，不能沿此方向生长结晶；与最大压力垂直的方向是变形和结晶生长的有利空间。因此，原岩中的针状、片状矿物在动压力作用下，它们的长轴方向发生转动，转向与压力垂直方向平行排列；原岩中的粒状矿物在较高动压力作用下，变形为椭圆形或眼球状，长轴也沿与压力垂直方向平行排列。由动压力引起的岩石中矿物沿与压力垂直方向平行排列的构造称为片理构造，是变质岩最重要的构造特征。

(3) 化学活泼性流体

化学活泼性流体包括水蒸气、氧气、二氧化碳、含硼和硫等元素的气体和液体。这种流体在变质过程中起溶剂作用。这些流体是岩浆分化的后期产物，它们与周围原岩中的矿物接触发生化学交替或分解作用，形成新矿物，从而改变了原岩中的矿物成分。

3. 变质作用

自然界中，原岩变质很少只受单一变质因素的作用，多受两种以上变质因素综合作用，但在某个局部地区内，以某一种变质因素起主要作用，其他变质因素起辅助作用。根据起主要作用的变质因素的不同，可将变质作用划分为下述四种类型。

(1) 接触变质作用

接触变质作用是指主要受高温因素影响而变质的作用，又称热力变质作用。该作用主要使原岩结构特征发生改变。



【接触变质作用】

(2) 交代变质作用

交代变质作用是指主要受化学活泼性流体因素影响而变质的作用，又称汽化热液变质作用。该作用主要使原岩矿物和结构特征发生改变。

(3) 动力变质作用

动力变质作用是指主要受动压力因素影响而变质的作用。该作用主要使原岩结构和构造特征发生改变，特别是产生了变质岩特有的片理构造。

(4) 区域变质作用

在一个范围较大的区域内(如数百或数千平方千米范围内)，受高温、动压力和化学活泼性流体三种因素综合作用，作用规模和范围都较大，这种作用称为区域变质作用。一般该区域内地壳运动和岩浆活动都较强烈。

1.5.2 变质岩的地质特征

1. 变质岩的结构

(1) 变晶结构

变晶结构的变质程度较深，岩石中矿物重新结晶较好，基本为显晶，是多数变质岩的结构特征。它还可进一步细分为粒状变晶结构、不等粒变晶结构、片状变晶结构、鳞片状变晶结构等。

(2) 压碎结构

在较高动、静压力作用下，原岩变形、碎裂而成的结构称为压碎结构。原岩碎裂成块状的结构称为碎裂结构；若压力极大，原岩破碎成细微颗粒的结构称为糜棱结构。

(3) 变余结构

变质程度较浅，岩石变质轻微，仍保留原岩中某些结构特征，这种结构称为变余结构。例如，变余花岗结构、变余砾状结构、变余砂状结构、变余泥状结构等。

2. 变质岩的构造

(1) 片理构造

岩石中矿物呈定向平行排列的构造称为片理构造。它是大多数变质岩区别于岩浆岩和沉积岩的重要特征。根据所含矿物及变质程度深浅不同又可分为四种。

① 片麻状构造：是一种深度变质的构造，由深、浅两种颜色的矿物定向平行排列而成。浅色矿物多为粒状石英或长石，深色矿物多为针状角闪石或片状黑云母等。在变质程度很深的岩石中，不同颜色、不同形状、不同成分的矿物相对集中平行排列，形成彼此相间、近于平行排列的条带，这种构造称为条带状构造；在片麻状和条带状岩石中，当局部夹杂晶粒粗大的石英、长石呈眼球状时，所呈现的构造称为眼球状构造。条带状构造和眼球状构造都属于片麻状构造的特殊类型。

② 片状构造：以某一种针状或片状矿物为主的定向平行排列构造。片状构造也是一种深度变质的构造。

③ 千枚状构造：岩石中矿物基本重新结晶，并有定向平行排列现象。但由于变质程度较浅，矿物颗粒细小，肉眼辨认困难，仅能在天然剥离面(片理面)上看到片状、针状矿物的丝绢光泽。

④ 板状构造：是变质程度最浅的一种构造。泥质、粉砂质岩石受一定挤压后，沿与压力垂直的方向形成密集而平坦的破裂面，岩石极易沿此裂面(也是片理面)剥成薄板，故称板状构造。矿物颗粒极细，肉眼不可见，只能在显微镜下的板状剥离面上见到一些矿物雏晶。

(2) 非片理构造

非片理构造即块状构造。这种变质岩多由一种或几种粒状矿物组成，矿物分布均匀，无定向排列现象。

3. 变质岩的矿物成分

原岩在变质过程中，既能保留部分原有矿物，也能生成一些变质岩特有的新矿物。原有矿物如岩浆岩中的石英、长石、角闪石、黑云母等和沉积岩中的方解石、白云石、黏土矿物等；新矿物如绢云母、红柱石、硅灰石、石榴子石、滑石、十字石、阳起石、蛇纹石、石墨等，它们都是变质岩区别于岩浆岩和沉积岩的又一重要特征。

1.5.3 变质岩的分类及常见变质岩的鉴定特征


【变质岩的分类】

1. 变质岩的分类

变质岩的分类见表1-7。

表1-7 变质岩的分类

变质作用	岩石名称	结构	构造		主要矿物成分
区域变质（由板岩至片麻岩变质程度逐渐加深）	板岩	变余	片理构造	板状	黏土矿物、云母、绿泥石、石英、长石等
	千枚岩	变余		千枚状	绢云母、石英、长石、绿泥石、方解石等
	片岩	变晶		片状	云母、角闪石、绿泥石、石墨、滑石等
	片麻岩	变晶		片麻状	石英、长石、云母、角闪石、辉石等
接触变质或区域变质	大理岩	变晶	非片理构造	块状	方解石、白云石
	石英岩	变晶		块状	石英
交代变质	云英岩	变晶		块状	白云母、石英
	蛇纹岩	隐晶质		块状	蛇纹石
动力变质	构造角砾岩	压碎		块状	岩石、矿物碎屑
	糜棱岩	糜棱		块状	石英、长石、绿泥石、绢云母

2. 常见变质岩的鉴定特征

（1）板岩

板岩常见颜色为深灰、黑色；变余结构，常见变余泥状结构或致密隐晶结构；板状构造；黏土矿物及其他肉眼难辨矿物。

（2）千枚岩

千枚岩通常为灰色、绿色、棕红色及黑色；变余结构，或显微鳞片状变晶结构；千枚状构造；肉眼可辨的主要矿物为绢云母、黏土矿物及新生细小的石英、绿泥石、方解石矿物颗粒。

（3）片岩

片岩一般为变晶结构；片状构造，故取名片岩；岩石的颜色及定名均取决于主要矿物成分，如云母片岩、角闪石片岩、绿泥石片岩、石墨片岩等。

（4）片麻岩

片麻岩一般为变晶结构；片麻状构造；浅色矿物多粒状，主要是石英、长石；深色矿物多针状或片状，主要是角闪石、黑云母等，有时含少量变质矿物如石榴子石等。片麻岩的进一步定名也取决于主要矿物成分，如花岗片麻岩、闪长片麻岩、黑云母斜长片麻岩等。

（5）大理岩

大理岩由石灰岩、白云岩经接触变质或区域变质的重结晶作用而成。纯质大理岩为白色，我国建材界称之为“汉白玉”。当含杂质时，大理岩可为灰白、浅红、淡绿甚至黑色；等粒变晶结构；块状构造。以方解石为主的大理岩称方解石大理岩，以白云石为主的大理岩称白云石大理岩。

（6）石英岩

石英岩由石英砂岩或其他硅质岩经重结晶作用而成。纯质石英岩呈暗白色，硬度高，有油脂光泽；含杂质后可为灰白、蔷薇或褐色等；等粒变晶结构；块状构造；石英含量超过85％。

（7）云英岩

云英岩由花岗岩经交代变质作用而成。云英岩常为灰白、浅灰色；等粒变晶结构；致密块状构造；主要矿物为石英和白云母。

（8）蛇纹岩

蛇纹岩由富含镁的超基性岩经交代变质作用而成。蛇纹岩常为暗绿或黑绿色，风化后则呈现黄绿或灰白色；隐晶质结构；块状构造；主要矿物蛇纹石常含少量石棉、滑石、磁铁矿等矿物；断面不平坦；硬度较低。

（9）构造角砾岩

构造角砾岩是断层错动带中的产物，又称断层角砾岩。原岩受极大动压力破碎后，经胶结作用而成构造角砾岩。构造角砾岩常为角砾压碎状结构；块状构造；碎屑大小形状不均，粒径可由数毫米到数米；胶结物多为细粉粒岩屑或后期溶液中沉淀形成的物质。

（10）糜棱岩

高动压力把原岩碾磨成粉末状细屑，又在高压力下重新结合成致密坚硬的岩石，称为糜棱岩。糜棱岩具有典型的糜棱结构；块状构造；矿物成分基本与围岩相同，有时含新生变质矿物绢云母、绿泥石、滑石等。糜棱岩也是断层错动带中的产物。

1.6　岩石的工程地质性质

岩石的工程地质性质包括物理性质、水理性质和力学性质三个主要方面。就大多数的工程地质问题来看，岩石的工程地质性质主要取决于岩石内部裂隙系统的性质及其分布情况，但岩石本身的性质也起着重要的作用。

1.6.1 岩石工程地质性质的常用指标

1. 岩石的物理性质

(1) 岩石的密度

岩石单位体积的质量称为岩石的密度，可用式(1-1) 表示。

$$\rho=\frac{m}{V} \tag{1-1}$$

式中 ρ——岩石的密度，g/cm^3；

m——岩石的总质量，g；

V——岩石的总体积，cm^3。

岩石孔隙中完全没有水存在时的密度，称为干密度。岩石中孔隙完全被水充满时的密度，称为岩石的饱和密度。常见岩石的密度为 2.3～2.8g/cm^3。

(2) 岩石的相对密度

岩石的相对密度是固体岩石的质量与同体积4℃水的质量的比值。在数值上，它等于固体岩石的单位体积的质量，即

$$d=\frac{m_s}{V_s\rho_w}=\frac{m_s}{V_s} \tag{1-2}$$

式中 d——岩石的相对密度；

m_s——固体岩石的质量，g；

V_s——固体岩石的体积，cm^3；

ρ_w——水的密度，g/cm^3。

固体岩石的质量是指不包含气体和水在内的干燥岩石的质量；固体岩石的体积是指不包括孔隙在内的岩石的实体体积。

岩石相对密度的大小取决于组成岩石的矿物的相对密度及其在岩石中的相对含量。常见的岩石，其相对密度一般介于 2.5～3.3 之间。

(3) 岩石的孔隙率

岩石的孔隙率是指岩石中孔隙、裂隙的体积与岩石总体积之比，常以百分数表示，即

$$n=\frac{V_v}{V}\times 100\% \tag{1-3}$$

式中 n——岩石的孔隙率，%；

V_v——岩石中孔隙、裂隙的体积，cm^3；

V——岩石的总体积，cm^3。

岩石孔隙率的大小主要取决于岩石的结构和构造，同时也受风化或构造作用等因素的影响。一般坚硬岩石的孔隙率小于2%，但砾岩、砂岩等多孔岩石，常具有较大的孔隙率。

(4) 岩石的吸水率

岩石的吸水率是指在常压条件下岩石的吸水能力，以该条件下岩石所吸水分质量与干燥岩石质量之比的百分数表示，即

$$W_1=\frac{M_{w1}}{m_s}\times 100\% \tag{1-4}$$

式中　W_1——岩石的吸水率，%；

M_{w1}——岩石在常压下吸水的质量，g；

m_s——干燥岩石的质量，g。

岩石的吸水率与岩石孔隙的大小、孔隙的张开程度等因素有关。岩石的吸水率越大，则水对岩石的侵蚀、软化作用就越强，岩石强度和稳定性受水作用的影响也就越显著。

岩石的饱水率是指在高压(15MPa)或真空条件下岩石的吸水能力，以该条件下岩石所吸水分质量与干燥岩石质量之比的百分数表示。

岩石的吸水率与饱水率的比值，称为岩石的饱水系数。饱水系数越大，岩石的抗冻性越差。一般认为饱水系数小于0.8的岩石是抗冻的。

2. *岩石的水理性质*

岩石的水理性质是指岩石与水作用时的性质，如透水性、溶解性、软化性、崩解性、抗冻性等。

(1) 岩石的透水性

岩石的透水性是指岩石允许水通过的能力。岩石透水性的大小主要取决于岩石中裂隙、孔隙及孔洞的大小和连通情况。

岩石的透水性用渗透系数(k)来表示。渗透系数等于水力坡度为1时，水在岩石中的渗透速度，其单位用(m/d)或(cm/s)表示。

(2) 岩石的溶解性

岩石的溶解性是指岩石溶解于水的性质，常用溶解度或溶解速度来表示。在自然界中，常见的可溶性岩石有石膏、岩盐、石灰岩、白云岩及大理岩等。岩石的溶解性不但和岩石的化学成分有关，而且和水的性质有很大关系。纯水一般溶解能力较小，而富含CO_2的水，则具有较大的溶解能力。

(3) 岩石的软化性

岩石的软化性是指岩石在水的作用下，强度及稳定性降低的一种性质。岩石的软化性主要取决于岩石的矿物成分、结构和构造特征。黏土矿物含量高、孔隙率大、吸水率高的岩石，与水作用容易发生软化而丧失其强度和稳定性。

岩石软化性的指标是软化系数。它等于岩石在饱水状态下的极限抗压强度与岩石在风干状态下极限抗压强度的比值。其值越小，表示岩石在水作用下的强度和稳定性越差。未受风化作用的岩浆岩和某些变质岩，软化系数大都接近于1，是弱软化的岩石，其抗水、抗风化和抗冻性强；软化系数小于0.75的岩石，认为是强软化的岩石，其工程地质性质比较差。

(4) 岩石的崩解性

岩石的崩解性是指黏土质岩石或化学弱胶结岩石与水作用后，由于吸水使体积膨胀或溶解，降低了颗粒联结力，岩石产生崩解的现象。含蒙脱石的岩石（如斑脱岩）极易发生崩解。

(5) 岩石的抗冻性

岩石孔隙中有水存在时，水一结冰，体积膨胀，就会产生巨大的压力。由于这种压力的作用，会促使岩石的强度和稳定性破坏。岩石抵抗这种冰冻作用的能力，称为岩石的抗冻性。在寒冷地区，抗冻性是评价岩石工程地质性质的一个重要指标。

岩石的抗冻性，有不同的表示方法，一般用岩石在抗冻试验前后抗压强度的降低率来表示。抗压强度降低率小于25%的岩石，认为是抗冻的；大于25%的岩石，认为是非抗冻的。

3. *岩石的力学性质*

(1) 岩石的变形指标

岩石的变形指标主要有弹性模量、变形模量和泊松比。

① 弹性模量是应力与弹性应变的比值，即

$$E=\frac{\sigma}{\varepsilon_\gamma} \tag{1-5}$$

式中 E——弹性模量，Pa；

σ——应力，Pa；

ε_γ——弹性应变。

② 变形模量是应力与总应变的比值，即

$$E_0=\frac{\sigma}{\varepsilon_0+\varepsilon_\gamma} \tag{1-6}$$

式中 E_0——变形模量，Pa；

σ——应力，Pa；

ε_0——塑性应变；

ε_γ——弹性应变。

③ 岩石在轴向压力的作用下，除产生纵向压缩外，还会产生横向膨胀。这种横向应变与纵向应变的比值，称为泊松比，即

$$\mu=\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon} \tag{1-7}$$

式中 μ——泊松比；

ε_1——横向应变；

ε——纵向应变。

泊松比越大，表示岩石受力作用后的横向变形越大。岩石的泊松比一般在0.2～0.4之间。

(2) 岩石的强度指标

岩石破坏分为压碎、拉断及剪断等形式，故岩石的强度可分抗压、抗剪及抗拉强度。岩石的强度单位用Pa表示。

① 抗压强度。抗压强度是岩石在单向压力作用下，抵抗压碎破坏的能力，即

$$R=\frac{p}{A} \tag{1-8}$$

式中 R——岩石抗压强度，Pa；

p——岩石破坏时的压力，N；

A——岩石受压面积，m^2。

各种岩石抗压强度值差别很大，它主要取决于岩石的结构构造，同时受矿物成分和岩石生成条件的影响。

② 抗剪强度。抗剪强度是岩石抵抗剪切破坏的能力，以岩石被剪破时的极限应力表示。根据试验形式的不同，岩石抗剪强度可分为以下几种。

a. 摩擦断强度。摩擦断强度是指在垂直压力作用下的岩石剪断强度，即

$$\tau=\sigma\tan\varphi+c \tag{1-9}$$

式中 τ——岩石抗剪断强度，Pa；

σ——破裂面上的法向应力，Pa；

φ——岩石的内摩擦角；

c——岩石的内聚力，Pa。

坚硬岩石因有牢固的结晶联结或胶结联结，故其抗剪断强度一般都比较高。

b. 摩擦强度。摩擦强度是沿已有的破裂面发生剪切滑动时的指标，即

$$\tau=\sigma\tan\varphi \tag{1-10}$$

显然，抗剪强度大大低于抗剪断强度。

c. 抗切强度。抗切强度是压应力等于零时的抗剪断强度，即

$$\tau=c \tag{1-11}$$

③ 抗拉强度。抗拉强度是岩石单向拉伸时抵抗拉断破坏的能力，以拉断破坏时的最大张应力表示。

抗压强度是岩石力学性质中的一个重要指标。岩石的抗压强度最高，抗剪强度居中，抗拉强度最小。岩石越坚硬，其值相差越大，松软的岩石差别较小。岩石的抗压强度和抗剪强度是评价岩石(岩体)稳定性的指标，是对岩石(岩体)稳定性进行定量分析的依据。由于岩石的抗拉强度很小，因此当岩层受到挤压形成褶皱时，常在弯曲变形较大的部位受拉破坏，产生张性裂隙。

1.6.2 风化作用

1. 基本概念

无论怎样坚硬的岩石，一旦裸露地表，受太阳辐射作用并与水圈、大气圈和生物圈接触，为适应地表新的物理、化学环境，都必然会发生变化，这种变化虽然缓慢，但年深日久，就会逐渐崩解、分离为大小不等的岩屑或土层。岩石的这种物理、化学性质的变化称为风化；引起岩石这种变化的作用称为风化作用；被风化的岩石圈表层称为风化壳。在风化壳中，岩石经过风化作用后，形成松散的岩屑和土层，残留在原地的堆积物称为残积土；尚保留原岩结构和构造的风化岩石称为风化岩。

2. 风化作用的类型


【物理风化】

(1) 物理风化

物理风化是指地表岩石因温度变化和孔隙中水的冻融及盐类的结晶而产生的机械崩解过程。它使岩石从比较完整固结的状态变为松散破碎状态，使岩石的孔隙率和表面积增大。因此，物理风化又称机械风化。物理风化可分为热力风化和冻融风化。

① 热力风化。地球表面所受太阳辐射有昼夜和季节的变化，因而气温与地表温度均有相应的变化。岩石是不良导热体，所以受阳光影响的岩石昼夜温度变化仅限于很浅的表层；而由温度变化引起岩体膨胀所产生的压应力和收缩所产生的张应力也仅限于表层。这两种过程的频繁交替会使岩石表层产生裂缝以至呈片状剥落。

② 冻融风化。岩石孔隙或裂隙中的水在冻结成冰时，体积膨胀(约增大9%)，因而会对围限它的岩石裂隙壁施加很大的压应力(可达200MPa)，使岩石裂隙加宽加深。当冰融化时，水沿扩大了的裂隙渗入岩石更深的内部，并再次冻结成冰。这样的冻结、融化过程频繁地进行，不断使裂隙加深扩大，以致岩石崩裂成为岩屑。这种作用又叫冰劈作用。

(2) 化学风化

化学风化是指岩石在水、水溶液和空气中的氧与二氧化碳等的作用下所发生的溶解、水化、水解、碳酸化和氧化等一系列复杂的化学变化。它使岩石中可溶的矿物逐步被溶蚀流失或渗到风化壳的下层，在新的环境下，又可能重新沉积。残留下来的或新形成的多是难溶的稳定矿物。化学风化使岩石中的裂隙加大，孔隙增多，这样就破坏了原来岩石的结构和成分，使岩层变成松散的土层。化学风化的方式主要有溶解作用、水化作用、水解作用、碳酸化作用和氧化作用。

① 溶解作用。水是一种良好的溶剂。由于水分子的偶极性，它能与极性型或离子型的分子相互吸引。而矿物绝大部分都是由离子型分子所组成的，所以矿物遇水后，就会不同程度地被溶解，一些质点(离子或分子)逐步离开矿物表面，进入水中，形成水溶液而流失。

② 水化作用。有些矿物(特别是极易溶解和易溶解盐类的矿物)和水接触后，其离子与水分子互相吸引结合得相当牢固，形成了新的含水矿物。在岩石中，大部分矿物不含水，其中某些矿物在地表与水接触后形成的新矿物，几乎都含水，如硬石膏水化成为石膏。

$$CaSO_4 + 2H_2O \longrightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$$

硬石膏经水化成为石膏后，硬度降低，相对密度减小，体积增大60%，对围岩会产生巨大的压力，从而促进物理风化的进行。

③ 水解作用。岩石中大部分矿物属于硅酸盐和铝硅酸盐，它们是弱酸强碱化合物，因而水解作用较普遍，如正长石水解成为高岭土。

$$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + 3H_2O \longrightarrow Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + 4SiO_2 + 2KOH$$

④ 碳酸化作用。溶于水中的CO_2形成CO_3^{2-}和HCO_3^-离子，它们能夺取盐类矿物中的K^+、Na^+、Ca^{2+}等金属离子，结合成易溶的碳酸盐而随水迁移，使原有矿物分解，这种变化称为碳酸化作用，如正长石经过碳酸化变成高岭土。

$$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + CO_2 + 2H_2O \longrightarrow Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + K_2CO_3 + 4SiO_2$$

⑤ 氧化作用。大气中含有约21%的氧气，而溶在水里的空气含氧达33%～35%，所以氧化作用是化学风化中最常见的一种，它经常是在水的参与下，通过空气和水中的游离氧而实现的。氧化作用有两方面的表现：a. 矿物中的某种元素与氧结合形成新矿物；b. 许多变价元素在缺氧条件下形成的低价矿物，在地表氧化环境下转变成高价化合物，原有矿物被解体。前一种情况的例子如黄铁矿经氧化后转化成褐铁矿；后一种情况的例子如含有低价铁的磁铁矿经氧化后转变成褐铁矿。地表岩石风化后多呈黄褐色就是因为风化产物中含有褐铁矿的缘故。

（3）生物风化

生物风化是指生物在其生长和分解过程中，直接或间接地对岩石矿物所起的物理和化学的风化作用。

生物的物理风化如生长在岩石裂缝中的植物，在成长过程中，根系变粗、增长和加多，会像楔子一样对裂隙壁施以强大的压力(1～1.5MPa)，将岩石劈裂。其他如动物的挖掘和穿凿活动也会加速岩石的破碎。

生物的化学风化作用更为重要和活跃。生物在新陈代谢过程中，一方面从土壤和岩石中吸取养分，同时也分泌出各种化合物，如硝酸、碳酸和各种有机酸等，它们都是很好的溶剂，可以溶解某些矿物，对岩石起到强烈的破坏作用。

（4）风化作用类型之间的相互关系

由上可知，岩石的风化作用，实质上只有物理风化和化学风化两种基本类型，它们彼此是互相紧密联系的。物理风化作用加大岩石的孔隙率，使岩石获得较好的渗透性，这样更有利于水分、气体和微生物等的侵入。岩石崩解为较小的颗粒，使表面积增加，更有利于化学风化作用的进行。从这种意义上来说，物理风化是化学风化的前驱和必要条件。在化学风化过程中，不仅岩石的化学性质发生变化，而且也包含着岩石的物理性质的变化。物理风化只能使颗粒破碎到一定的粒径，大致在中、细砂粒之间，因为机械崩裂的粒径下限为0.02mm，在此粒径以下，作用于颗粒上的大多数应力可以被弹性应变抵消而消除，然而化学风化却能进一步使颗粒分解破碎到更细小的粒径(直到胶体溶液和真溶液)。从这种意义上说，化学风化是物理风化的继续和深入。实际上，物理风化和化学风化在自然界中往往是同时进行、互相影响、互相促进的。因此，风化作用是一个复杂的、统一的过程，只有在具体条件和阶段上，物理风化和化学风化才有主次之分。

3. 影响风化作用的因素

（1）气候因素

气候对风化的影响主要是通过温度和降雨量变化及生物繁殖状况来实现的。昼夜温差或寒暑变化幅度较大的地区，有利于物理风化作用的进行。特别是温度变化的速率，比温度变化的幅度更为重要，因此昼夜温差大的地区，对岩石的破坏作用也大。炎夏的暴雨对岩石的破坏更剧烈。温度的高低不仅影响岩石的热胀冷缩和水的物态，而且对矿物在水中的溶解度、生物的新陈代谢、各种水溶液的浓度和化学反应的速率等都有很大的影响。各地区降雨量的大小，在化学风化中有着非常重要的影响。雨水少的地区，某些易溶矿物也不能完全溶解，并且溶液容易达到饱和，发生沉淀和结晶，从而限制了元素迁移的可能性；而多雨地区则有利于各种化学风化作用的进行。化学风化的速度在很大程度上取决于淋溶的水量，而且雨水多又有利于生物的繁殖，从而也加速了生物风化。因此，气候基本上决定了风化作用的主要类型及其发育的程度。

（2）地形因素

在不同的地形条件(高度、坡度和切割程度)下，风化作用也有明显的差异，它影响着风化的强度和深度及保存风化物的厚度和分布情况。

在地形高差很大的山区，风化的深度和强度一般大于地表平缓的地区；但因斜坡上岩石破碎后很容易被剥落、冲刷而移离原地，所以风化层一般都很薄，颗粒较粗，黏粒很少。

在平原或低缓的丘陵地区，由于坡度缓，地表水和地下水流动都比较慢，风化层容易被保存下来，特别是平缓低凹的地区风化层更厚。

一般来说，在宽平的分水岭地区，潜水面离地表较河谷地区深，风化层厚度往往比河谷地区的厚。强烈的剥蚀区和强烈的堆积区，都不利于化学风化作用的进行。沟谷密集的侵蚀切割地区，地表水和地下水循环条件虽好，风化作用也强烈，但因剥蚀强烈，所以风化层厚度不大。山地向阳坡的昼夜温差较阴坡大，故风化作用较强烈，风化层厚度也较厚。

(3) 地质因素

岩石的矿物组成、结构和构造都直接影响风化的速度、深度和风化阶段。

岩石的抗风化能力，主要是由组成岩石的矿物成分决定的。造岩矿物对化学风化的抵抗能力是不同的，也就是说，它们在地表环境下的稳定性是有差异的。化学风化时造岩矿物的相对稳定性见表1-8。

表1-8 化学风化时造岩矿物的相对稳定性

相对稳定性	造岩矿物
极稳定	石英
稳定	白云母、正长石、微斜长石、酸性斜长石
不太稳定	普通角闪石、辉石类
不稳定	基性斜长石、碱性角闪石、黑云母、普通辉石、橄榄石、海绿石、方解石、白云石、石膏

从岩石的结构上来看，粗粒的岩石比细粒的岩石容易风化，多种矿物组成的岩石比单一矿物组成的岩石容易风化，粒度相差大的和有斑晶的岩石比均粒的岩石容易风化。

就岩石的构造而言，断裂破碎带的裂隙、节理、层理与页理等都是便于风化应力侵入岩石内部的通道。所以，这些不连续面(也可以称为岩石的软弱面)在岩石中的密度越大，岩石遭受的风化作用就越强烈。风化作用会沿着某些张性的长大断裂处深入到地下很深的地方，形成所谓的风化囊袋。



【奇石欣赏】

4. *岩石风化的勘察评价与防治*

(1) 风化作用的工程意义

岩石受风化作用后，改变了其物理化学性质，其变化的情况随着风化程度的轻重而不同。如岩石的裂隙率、孔隙率、透水性、亲水性、胀缩性和可塑性等都随风化程度加深而增加，岩石的抗压强度和抗剪强度等都随风化程度的加深而降低，风化壳成分的不均匀性、产状和厚度的不规则性都随风化程度的加深而增大。所以，岩石风化程度越深的地区，工程建筑物的地基承载力越低，岩石的边坡越不稳定。风化程度对工程设计和施工都有直接影响，如矿山建设、场址选择、水库坝基、大桥桥基和铁路路基等地基开挖深度、浇灌基础应到达的深度和厚度、边坡开挖的坡度，以及防护或加固的方法等，都将随岩石风化程度的不同而不同。因此，工程建设前必须对岩石的风化程度、速度、深度和分布情况进行调查和研究。

(2) 岩石风化的勘察与评价

岩石风化的调查内容主要如下。

① 查明风化程度，确定风化层的工程性质，以便考虑建筑物的结构和施工的方法。在野外一般根据岩石的颜色、结构和破碎程度等宏观地质特征和强度，将风化层分为五个带，见表1-9。

表1-9 岩石风化程度的划分

按风化程度划分	鉴定标准				
	岩矿颜色	岩石结构	破碎程度	岩石强度	锤击声
全风化带	岩矿全部变色，黑云母不仅变色，并变为蛭石	结构全被破坏，矿物晶体间失去胶结联系，大部分矿物变异，如长石变为高岭土、叶蜡石、绢云母，角闪石的绿泥石化，石英散成砂粒等	用手可压碎成砂或土状	很低	击土声
强风化带	岩石及大部分矿物变色，如黑云母变成棕红色	结构大部分被破坏，矿物变质形成次生矿物，如斜长石风化成高岭土等	松散破碎，完整性差	单块为新鲜岩石的1/3或更小	发哑声
弱风化带	部分易风化矿物如长石、黄铁矿、橄榄石变色，黑云母变成黄褐色，无弹性	结构部分被破坏，沿裂隙面部分矿物变质，可能形成风化夹层	风化裂隙发育，完整性较差	单块为新鲜岩石的1/3～2/3	发哑声
微风化带	稍比新鲜岩石暗淡，只沿节理面附近部分矿物变色	结构未变，沿节理面稍有风化现象或有水锈	有少量风化裂隙，但不易和新鲜岩石区别	比新鲜岩石略低，不易区别	发清脆声
新鲜岩石	岩石无风化现象	—	—	—	—

在野外工作的基础上，还需对风化岩进行矿物组分、化学成分分析或声波测试等进一步研究，以便准确划分风化带。

② 查明风化厚度和分布，以便选择最适当的建筑地点，合理地确定风化层的清基和刷方的土石方量，确定加固处理的有效措施。

③ 查明风化速度和引起风化的主要因素，对那些直接影响工程质量和风化速度快的岩层，必须制定预防风化的正确措施。

④ 对风化层的划分，特别是黏土的含量和成分(蒙脱石、高岭石、水云母等)进行必要分析，因为它直接影响地基的稳定性。

(3) 岩石风化的防治

岩石风化的防治方法主要有如下几种。

① 挖除法：适用于风化层较薄的情况，当厚度较大时通常只将严重影响建筑物稳定的部分剥除。

② 抹面法：用使水和空气不能透过的材料，如沥青、水泥、黏土层等覆盖岩层。

③ 胶结灌浆法：用水泥、黏土等浆液灌入岩层或裂隙中，以加强岩层的强度，降低其透水性。

④ 排水法：为了减少具有侵蚀性的地表水和地下水对岩石中可溶性矿物的溶解，适当做一些排水工程。

只有在进行详细调查研究以后，才能提出切合实际的防止岩石风化的处理措施。

1.6.3 岩石的工程分类

工程实践中常根据岩石的工程性质和特征将岩石按工程用途进行分类，分类指标有单项的，如按岩石坚硬程度的划分；也有多项的，如铁路隧道围岩的基本分级等。下面主要介绍岩石按坚硬程度的划分和岩土施工工程分级。

1. 岩石按坚硬程度的划分

岩石坚硬程度可按定性划分（表1-10）或按定量指标进行划分。定性划分时岩石的风化程度应按表1-9确定。岩石坚硬程度的定量指标采用岩石单轴饱和抗压强度（R_c）的实测值，其对应关系见表1-11。

表1-10 岩石坚硬程度的定性划分

名称		定性鉴定	代表性岩石
硬质岩	坚硬岩	锤击声清脆，有回弹，振手，难击碎；浸入水后，大多数无吸水反应	未风化至微风化的：花岗岩、正长岩、闪长岩、辉绿岩、玄武岩、安山岩、片麻岩、石英片岩、硅质板岩、石英岩、硅质胶结的砾岩、石英砂岩、硅质石灰岩等
	较坚硬岩	锤击声较清脆，有轻微回弹，稍振手，较难击碎；浸入水后，有轻微吸水反应	(1) 弱风化的坚硬岩 (2) 未风化至微风化的：熔结凝灰岩、大理岩、板岩、白云岩、石灰岩、钙质胶结的砂岩等
软质岩	较软岩	锤击声不清脆，无回弹，较易击碎；浸入水后，指甲可刻出印痕	(1) 强风化的坚硬岩 (2) 弱风化的较坚硬岩 (3) 未风化至微风化的：凝灰岩、千枚岩、砂质泥岩、泥灰岩、泥质砂岩、粉砂岩、页岩等
	软岩	锤击声哑，无回弹，有凹痕，易击碎；浸入水后，手可掰开	(1) 强风化的坚硬岩 (2) 弱风化至强风化的较坚硬岩 (3) 弱风化的较软岩 (4) 未风化的泥岩等
	极软岩	锤击声哑，无回弹，有较深凹痕，手可捏碎；浸入水后，可捏成团	(1) 全风化的各种岩石 (2) 各种半成岩

表 1-11　岩石坚硬程度与单轴饱和抗压强度(R_c)的对应关系

R_c/MPa	＞60	60～30	30～15	15～5	＜5
坚硬程度	坚硬岩	较坚硬岩	较软岩	软岩	极软岩

2. 岩土施工工程分级

道路工程地质勘察时还应对岩土施工的难易程度进行分级，表 1-12 所示为铁路部门所用岩土施工工程分级。这个分级对编制施工概算是十分有用的。

表 1-12　岩土施工工程分级

岩土等级	级别	岩土名称	钻 1m 所需时间			岩石单轴饱和抗压强度/MPa	开挖方法
			液压凿岩台车、潜孔钻机/净钻分钟	手持风枪湿式凿岩合金钻头/净钻分钟	双人打眼/工日		
Ⅰ	松土	砂类土，种植土，未经压实的填土	—	—	—	—	用铁锹挖，脚蹬一下到底的松散土层，机械能全部直接铲挖，普通装载机可满载
Ⅱ	普通土	坚硬的、可塑的粉质黏土，可塑的黏土、膨胀土，粉土，Q_2 黄土、Q_4 黄土，稍密、中密角砾土、圆砾土，松散的碎石土、卵石土，压密的填土，风积沙	—	—	—	—	部分用镐刨松，再用锹挖，脚连蹬数次才能挖动。挖掘机、带齿尖口装载机可满载，普通装载机可直接铲挖，但不能满载
Ⅲ	硬土	坚硬的黏性土、膨胀土，Q_1 黄土、Q_2 黄土，稍密、中密碎石土、卵石土，密实的圆砾土、角砾土，各种风化成土状的岩石	—	—	—	—	必须用镐先全部刨过才能用锹挖。挖掘机、带齿尖口装载机不能满载；大部分采用松土器松动方能铲挖装载
Ⅳ	软石	块石土、漂石土，含块石、漂石 30%～50%的土及密实的碎石土、卵石土，岩盐、泥质岩类、煤、凝灰岩、云母片岩、千枚岩	—	＜7	＜0.2	＜30	部分用撬棍或十字镐及大锤开挖或挖掘机、单钩裂土器松动，部分需借助液压冲击镐解碎或爆破法开挖

续表

岩土等级	级别	岩土名称	钻1m所需时间			岩石单轴饱和抗压强度/MPa	开挖方法
			液压凿岩台车、潜孔钻机/净钻分钟	手持风枪湿式凿岩合金钻头/净钻分钟	双人打眼/工日		
Ⅴ	次坚石	各种硬质岩：硅质页岩、钙质岩、白云岩、石灰岩、坚实的泥灰岩、软玄武岩、片岩、片麻岩、正长岩、花岗岩	≤10	7～20	0.2～1.0	30～60	大部分能用液压冲击镐解碎，小部分需用爆破法开挖
Ⅵ	坚石	各种极硬岩：硅质砂岩、硅质砾岩、致密的石英质灰岩、石英岩、大理岩、闪长岩、细粒花岗岩	>10	>20	>1.0	>60	小部分能用液压冲击镐解碎，大部分需用爆破法开挖

注：1. 各类软土的工程分级，应结合具体施工情况可定为Ⅱ、Ⅲ。
2. 表中所列岩石均按完整结构考虑，若岩体破碎、强风化，应按表中对应的岩石等级降低一个等级。



知识链接

地壳的表面形态

地球表面明显地分为海洋和大陆两部分，其中海洋占地球表面的70.8%。大陆平均高出海平面0.86km，海底平均低于海平面3.9km。地壳表面起伏不平，有高山、丘陵、平原、湖盆地和海盆地等。世界上最高的山峰为珠穆朗玛峰，高8844.43m；最深的海沟为马里亚纳海沟，深11034m，两者高差在19km以上。

大陆上典型的地形单元为线状延伸的山脉和面状展布的平原、高原等。海拔高于500m，地形起伏大于200m的地区称为山地，一般海拔500～1000m的为低山，1000～3500m的为中山，大于3500m的为高山。除个别孤立的火山外，绝大多数山地呈线状延展，称为山脉。山脉主要是地壳运动使地表隆起的结果，是地壳活动性较大的地带。现代活动性较强，具有全球意义的山脉有两条：一是科迪勒拉山系；一是阿尔卑斯山脉—喜马拉雅山脉—横断山脉。平原是较大的平坦地区，一般海拔小于600m，地形起伏小于50m。大面积平坦地形的出现表示这一地区内部是比较稳定的。高原是海拔高于600m，表面较平坦或有一定起伏的广阔地区，它是近期地壳大面积整体隆起上升的结果。大陆上有一些宏伟的线状低地，这些地带是地球表面的巨型裂隙，地壳在这些地方被拉张而裂开，这些地带称为裂谷或大陆裂谷系。最著名的东非大裂谷为一系列的湖泊和峡谷，全长约6500km。丘陵为有一定起伏的低矮地区，一般海拔在500m以下，相对高差在50～200m之间，其特点介于山地和平原之间。四周是高原或山地，中央低平的地区称为盆地，大陆上有些盆地很低，高程在海平面以下，这样的盆地称为洼地，如我国吐鲁番盆地中的艾丁湖，水面在海平面以下150m，称为克鲁沁洼地。

大量海洋考察证实，海底与大陆一样具有广阔的平原、高峻的山脉和深陡的裂谷，而且比大陆更为雄伟壮观。

海底的山脉泛称海岭，其中那些现在经常有地震、正在活动的海岭称为洋脊或洋中脊。海底的长条形洼地，泛称海槽，其中较深且边坡较陡的称为海沟。大洋盆地是海底的主体，约占海底面积的45%，由洋脊两侧向外展布，一般深4000～5000m。大洋盆地比较平坦，有一些低缓起伏，分深海丘陵和深海平原两种单元。海洋中的岛屿有的是微型的大陆，如日本群岛；有的是被海水淹没的大陆露出水面的部分，如海南岛及许多大陆架上的岛屿；然而为数众多的还是大洋盆地中的火山岛，它们是大洋中的火山露出水面的部分。大洋中还有许多比较孤立的水下山丘，称为海山。海洋边部的浅海，是被海水覆盖的大陆，这一部分海底称为大陆边缘。大陆边缘占海洋总面积的15.3%，包括大陆架、大陆坡和大陆基。大陆架是围绕大陆分布的浅水台地，平均坡度仅0°07′，平均宽度50～70km。大陆架以外较陡的斜坡称为大陆坡，其平均坡度为4°18′，平均宽度28km。大陆坡与大洋盆地的过渡地带称大陆基。

地壳的组成

地壳是地球最表面的构造层，也是目前人类能够直接观察的唯一内部圈层，它只占地球体积的0.8%。地壳主要是由岩石组成，岩石是自然形成的矿物集合体，它构成了地壳及其以下的固体部分。根据其性质，地壳可分大陆地壳和大洋地壳，大陆地壳覆盖地球表面的45%，主要表现为大陆、大陆边缘海及较小的浅海。地壳的化学组成以硅铝质为特点，可分为两大类岩石：一类是地壳上部的相对未变形的沉积岩或火山岩堆积；另一类是已经变形变质的沉积岩、火成岩和变质岩带。前者多分布在地壳表层的盆地及其边缘，后者构成地球表面的山脉或在地壳深部。地壳可以承受强烈的板块构造运动，所以目前能寻找到38亿年前的地壳。

大洋地壳极薄，其上海水平均深度为4.5km。大洋地壳从上到下由下列三部分组成：①海洋沉积物层，平均厚度约为300m，但其厚度可以从零(特别是洋中脊附近)变化到几千米(大陆附近)；②镁铁质火成岩，以玄武岩和辉长岩为主，其厚度为(1.7±0.8)km；③海洋层，主要是地幔顶部水化作用形成的蛇纹石，其厚度为(4.8±1.4)km。洋壳的厚度、年龄随距洋中脊的距离加大而变厚、变老。但洋壳的年龄远远低于陆壳，多晚于中生代。

资料来源：伍光和. 自然地理学［M］. 北京：高等教育出版社，2000.

本章小结

(1) 地球的外部圈层有大气圈、水圈、生物圈。固体地球内部圈层包括地核、地幔、地壳。引起地壳面貌发生演变的自然作用称为地质作用。其中内力地质作用包括构造运动、岩浆作用、变质作用、地震。外力地质作用包括风化作用、剥蚀作用、搬运、沉积和固结成岩。地质作用是引起地质灾害的根源。工程地质作用或人为地质作用有时会产生强大的地质效应，引发多种灾害。

(2) 矿物是天然产出的均匀固体。矿物的形态、颜色、光泽、条痕、硬度、解理、断口等是鉴别矿物的主要标志。

(3) 矿物的集合体组成岩石。岩石中矿物的结晶程度、颗粒大小、形态及彼此间的关系称作结构。而岩石中矿物集合体之间或矿物集合体与岩石其他组成部分之间的排列组合特征称为构造。结构与构造反映了岩石的外貌特征。矿物成分、结构和构造是鉴别岩石的重要依据。

(4) 岩浆岩是岩浆作用的产物。岩浆岩中分布最广的矿物有橄榄石、辉石、角闪石、黑云母、斜长石、钾长石和石英。深成侵入岩常呈巨大的岩基或岩株产出，多具有中粒或粗粒显晶质结构，块状构造。浅成侵入岩常呈岩墙、岩床、岩盆、岩盖等产状，多具有细粒显晶质结构或斑状结构，块状构造。喷出岩常呈熔岩流、熔岩产出，多具有斑状结构、隐晶质结构和玻璃质结构，具有气孔构造、杏仁构造和流纹构造。花岗岩和玄武岩是岩浆岩中分布最广的侵入岩和喷出岩，它们的力学强度高，尤以细粒花岗岩性能最佳，是优良的地基和建筑材料。

(5) 沉积岩最基本、最显著的特点是具有层理构造。沉积岩按其成因分为碎屑岩、化学或生物化学岩两大类，碎屑沉积岩的矿物成分以石英、黏土矿物为主，其次是长石和云母。按组成岩石的碎屑颗粒大小，以占50%以上的优势粒级为依据，将沉积岩划分为砾岩、砂岩、粉砂岩、页岩、泥岩和黏土等。火山喷发的碎屑主要以就地堆积的方式形成火山碎屑岩，按其碎屑物颗粒大小分成凝灰岩、火山角砾岩和集块岩。非蒸发岩是最常见的化学和生物化学岩，主要有石灰岩、白云岩和硅质岩。蒸发岩则是纯化学成因岩石，主要有岩盐、石膏和硬石膏等。从总体上看，沉积岩的强度低于岩浆岩，形成时代老、岩层厚度大的沉积岩力学强度高。通常砾岩、砂岩强度都相当高，而黏土岩类一般较低且遇水则更差。密度高的石灰岩强度大，但在温暖潮湿地区易发育成岩溶洞穴。蒸发岩易溶于水，流失后会引起地面崩塌，应避免作为地基。

(6) 变质岩除变质矿物外，常见的矿物为石英、长石和云母。由动力变质作用形成的角砾岩、碎裂岩和糜棱岩发育在断裂带中。由混合岩化作用形成的多种混合岩往往与区域变质岩石相伴生。接触变质作用发生在围岩与侵入体的接触带，岩石具有粒状变晶结构、块状构造，其中由接触交代作用生成的岩石(如矽卡岩)发育有大量新生的变质矿物，而接触热变质生成的岩石以原岩矿物重结晶或物质的迁移组合为特征。区域变质岩石则以具有由矿物平行定向排列形成多种构造为其基本特征，如板岩具有板状构造、千枚岩具有千枚状构造、片岩具有片状构造、片麻岩具有片麻状构造等。片麻岩、石英岩、大理岩、板岩皆具有较高的力学强度，广泛地用作各种建筑材料。千枚岩和片岩岩性软弱。

(7) 岩石的工程地质性质包括物理性质、水理性质和力学性质三个主要方面。

(8) 风化作用是地球表面最普遍的一种外力地质作用。风化作用有物理风化、化学风化和生物风化三种。影响风化作用的因素主要有气候、地形和地质条件等。由于风化作用可以导致岩土的工程性质恶化和复杂化，因此在工程建设前必须对岩石的风化情况进行认真的调查和处理。

(9) 工程实践中常根据岩石的工程性质和特征将岩石按工程用途进行分类，如岩石按坚硬程度的划分，道路工程地质勘察时还应对岩土施工的难易程度进行分级。

思 考 题

1. 试说明地球的圈层构造。

2. 内力地质作用和外力地质作用对地球表面形态的改变有何异同？

3. 最重要的造岩矿物有哪几种？其主要的鉴别特征是什么？

4. 试对比沉积岩、岩浆岩、变质岩三大类岩石在成因、产状、矿物成分、结构构造等方面的不同特性。

5. 岩石的工程地质性质表现在哪三个方面？各用哪些主要指标表示？

6. 什么是风化作用？它包括哪几种类型？影响风化作用的因素有哪些？风化作用的工程意义如何？岩石风化的调查应注意哪些问题？如何防治岩石的风化？



第2章 地质构造及地质图

教学目标

通过本章学习，应达到以下目标。

（1）掌握岩层的产状及岩层产状要素。

（2）掌握节理和断层的定义、分类及判定方法。

（3）学会阅读地质图。

教学要求

知识要点	掌握程度	相关知识
岩层产状及岩层产状要素	学会产状要素的测量和表示方法	产状的三个要素
褶曲的要素、褶曲的分类	（1）掌握褶曲的一般要素 （2）掌握褶曲的分类	（1）褶曲具体分类命名 （2）褶曲要素的名称含义
节理和断层的分类及判定方法	（1）掌握节理按成因、力学性质、与岩层产状的关系和张开程度等分类 （2）了解断层分类的基本原则	（1）断层和节理的野外识别方法 （2）活断层的年代划分
地质构造对建筑物稳定性的影响	掌握地质构造对边坡、隧道和桥基设置的影响	活断层对工程建筑的影响
地质图阅读	（1）掌握地质年代表的基本划分 （2）学会通过地质图阅读，判断地质发展历史	（1）地质年代单位和年代地层单位 （2）地质图的种类



基本概念

地质构造、岩层产状要素、节理和断层、褶曲、活断层、地质年代、地质图、整合接触、不整合接触。

地质构造是地壳运动的产物。构造运动是一种机械运动，涉及的范围包括地壳及上地幔上部(即岩石圈)，可分为水平运动和垂直运动。水平方向的构造运动使岩块相互分离裂开或是相向聚汇，发生挤压、弯曲，或剪切、错开；垂直方向的构造运动则使相邻块体做差异性上升或下降。

构造运动引起地壳岩石变形和变位，这种变形和变位被保留下来的形态称为地质构造。地质构造常见的两种基本构造有褶皱和断裂。地质构造的规模有大有小。大的如构造带，可以纵横数千千米；小的如岩石片理等，它们都是地壳运动造成的永久变形和岩石发生相对位移的踪迹。

在漫长的地质历史过程中，地壳经历了长期、多次复杂的构造运动。在同一区域，往往先后会有不同规模和不同类型的构造体系形成，它们互相干扰、互相穿插，使区域地质构造显得十分复杂。但大型的、复杂的地质构造，总是由一些较小的、简单的基本构造形态按一定方式组合而成的。

2.1 岩层产状

2.1.1 岩层产状类型

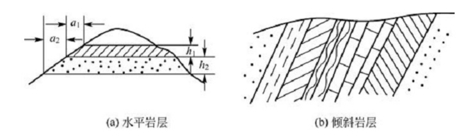
岩层的空间分布状态称岩层产状。岩层按其产状可分为水平岩层、倾斜岩层和直立岩层。

(1) 水平岩层



【岩层】

水平岩层是指岩层倾角为0°的岩层。绝对水平的岩层很少见，习惯上将倾角小于5°的岩层都称为水平岩层，又称水平构造。水平岩层一般出现在构造运动轻微的地区或大范围内均匀抬升、下降的地区，一般分布在平原、高原或盆地中部。水平岩层中新岩层总是位于老岩层之上。当岩层受切割时，老岩层出露在河谷低洼区，新岩层出露于高岗上。在同一高程的不同地点，出露的是同一岩层，如图2.1(a)所示。



(a) 水平岩层　　(b) 倾斜岩层

图 2.1　水平岩层与倾斜岩层

a_1，a_2—露头宽度；h_1，h_2—岩层厚度

（2）倾斜岩层

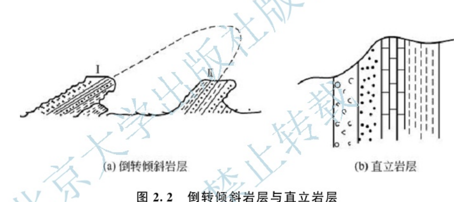
倾斜岩层是指岩层面与水平面有一定夹角的岩层。自然界大多数岩层都属于倾斜岩层，倾斜岩层是构造挤压或大区域内不均匀抬升、下降，使岩层向某个方向倾斜而成的，如图 2.1(b)所示。一般情况下，倾斜岩层仍然保持顶面在上、底面在下，新岩层在上、老岩层在下的产出状态，称为正常倾斜岩层。当构造运动强烈，使岩层发生倒转，出现底面在上、顶面在下，老岩层在上、新岩层在下的产出状态时，称为倒转倾斜岩层，如图 2.2(a)所示。

岩层的正常与倒转主要依据化石确定，也可依据岩层层面的构造特征(如岩层层面上的泥裂、波浪、虫迹、雨痕等)或标准地质剖面来确定。

倾斜岩层按倾角 α 的大小又可分为缓倾岩层($\alpha<30°$)、陡倾岩层($30°\leqslant\alpha<60°$)和陡立岩层($\alpha\geqslant60°$)。

（3）直立岩层

直立岩层是指岩层倾角等于 90°的岩层。绝对直立的岩层也较少见，习惯上将岩层倾角大于 85°的岩层都称为直立岩层，如图 2.2(b)所示。直立岩层一般出现在构造强烈挤压的地区。



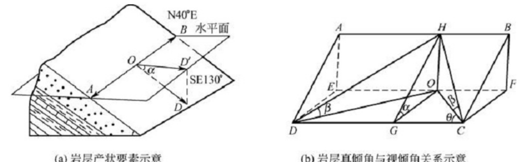
(a) 倒转倾斜岩层　　(b) 直立岩层

图 2.2　倒转倾斜岩层与直立岩层

Ⅰ—正常层序，波峰朝上；Ⅱ—倒转层序，波峰朝下

2.1.2　岩层产状要素

岩层的产状是指岩层的空间位置，它是研究地质构造的基础。产状用岩层层面的走向、倾向和倾角三个产状要素来表示，如图 2.3(a) 所示。



(a) 岩层产状要素示意　　(b) 岩层真倾角与视倾角关系示意

图 2.3　岩层产状要素及真倾角与视倾角的关系

(1) 走向

走向是指岩层层面与水平面交线的方位角，其表示岩层在空间延伸的方向，如图 2.3(a) 中的 AB 线。

(2) 倾向

倾向是指垂直走向顺倾斜面向下引出的直线在水平面上的投影的方位角，表示岩层在空间的倾斜方向，如图 2.3(a) 中的 OD' 线。

(3) 倾角

倾角是指岩层层面与水平面所夹的锐角，表示岩层在空间倾斜角度的大小，如图 2.3(a) 中的 α 角。

可见，用岩层产状的三个要素，能表达经过构造变动后的构造形态在空间的位置。

当观察剖面与岩层走向斜交时，岩层与该剖面的交线称为视倾斜线，如图 2.3(b) 中的 HD 和 HC。视倾斜线在水平面的投影线称为视倾向线，如图 2.3(b) 中的 OD 和 OC。视倾斜线与视倾向线之间的夹角称为视倾角，如图 2.3(b) 中的 β 角。视倾角小于真倾角。视倾角与真倾角的关系为

$$\tan\beta = \tan\alpha \cdot \sin\theta \tag{2-1}$$

式中　θ——视倾向线(即观察剖面线)与岩层走向线之间的夹角。

2.1.3 岩层产状的测定及表示方法

【地质罗盘仪的原理】

(1) 产状要素的测量

岩层各产状要素的具体数值，一般在野外用地质罗盘仪在岩层面上直接测量和读取。地质罗盘仪的构造如图 2.4 所示。

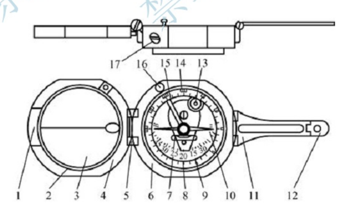


图 2.4　地质罗盘仪的构造

1—瞄准钉；2—固定圈；3—反光镜；4—上盖；5—连接合页；6—外壳；7—长水准器；8—倾角指示器；9—压紧圈；10—磁针；11—长照准合页；12—短照准合页；13—圆水准器；14—方位刻度环；15—拨杆；16—开关螺钉；17—磁偏角调整器

(2) 产状要素的记录及表示方法

由地质罗盘仪测得的数据，一般有两种记录方法，即象限角法和方位角法，如图 2.5 所示。



① 象限角法：以东、南、西、北为标志，将水平面划分为四个象限，以正北或正南方向为0°，正东或正西方向为90°，再将岩层产状投影在该水平面上，将走向线和倾向线所在的象限及它们与正北或正南方向所夹的锐角记录下来(一般按走向、倾向的顺序记录)。例如，N45°E∠30°SE，表示该岩层产状走向N45°E，倾角30°，倾向SE，如图2.5(a)所示。

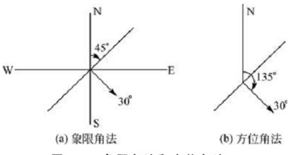


图 2.5 象限角法和方位角法

② 方位角法：将水平面按顺时针方向划分为360°，以正北方向为0°，再将岩层产状投影到该水平面上，将走向线和倾向线与正北方向所夹角度记录下来，一般按倾向、倾角的顺序记录。例如，135°∠30°表示该岩层产状为倾向正北方向135°，倾角30°，如图2.5(b)所示。


【地质罗盘仪的使用】

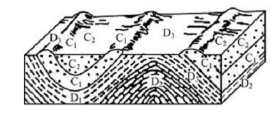
在地质图上，产状要素用符号表示。例如 30°，长线表示走向线，短线表示倾向线，短线旁的数字表示倾角。当岩层倒转时，应画倒转岩层的产状符号，例如 30°，岩层产状符号应把走向线与倾向线的交点画在测点位置。

2.2 褶皱构造

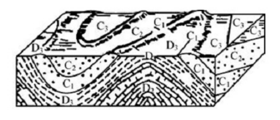
岩层的弯曲现象称为褶皱。岩层在构造运动作用下，或者说在地应力作用下，改变了岩层的原始产状，不仅使岩层发生倾斜，而且大多数形成各式各样的弯曲。褶皱是岩层塑性变形的结果，是地壳中广泛发育的地质构造的基本形态之一。褶皱的规模大小不一，大者可以长达几十千米到几百千米，小者在手标本上就能观察到。

2.2.1 褶曲

褶皱构造中任何一个单独的弯曲都称为褶曲，褶曲是组成褶皱的基本单元。褶曲有背斜和向斜两种基本形式，如图2.6所示。



(a) 背斜



(b) 向斜

图 2.6 褶曲的基本形态

注：图中C_1、C_2、C_3、D_1、D_2、D_3代表不同的地质年代，具体见表2-6。

① 背斜：岩层弯曲向上凸出，核部地层时代老，两翼地层时代新。正常情况下，两翼地层相背倾斜。

② 向斜：岩层弯曲向下凹陷，核部地层时代新，两翼地层时代老。正常情况下，两翼地层相向倾斜。

相邻向斜和背斜共用一个翼部。

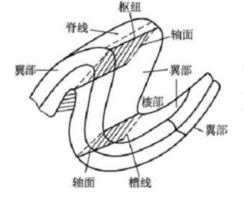


图 2.7　褶曲要素

1. 褶曲要素

为了便于对褶曲进行分类和描述褶曲的空间展布特征，首先应该了解褶曲要素。褶曲要素是指褶曲的各个组成部分和确定其几何形态的要素。褶曲具有以下各要素，如图 2.7 所示。

① 核部：褶曲中心部分的岩层。

② 翼部：褶曲核部两侧的岩层。

③ 轴面：平分褶曲两翼的假想的对称面。轴面可以是简单的平面，也可以是复杂的曲面；其产状可以是直立的、倾斜的或水平的。轴面的形态和产状可以反映褶曲横剖面的形态。

④ 轴线：指轴面与水平面的交线。它可以是水平的直线，也可以是水平的曲线。轴向代表褶曲延伸的方向，轴的长度可以反映褶曲的规模。

⑤ 枢纽：指褶曲中同一岩层面上最大弯曲点的连线。根据褶曲的起伏形态，枢纽可以是直线，也可以是曲线；可以是水平线，也可以是倾斜线。

⑥ 脊线：背斜中同一岩层面上最高点的连线（背斜横剖面上弯曲的最高点称为顶）。

⑦ 槽线：向斜中同一岩层面上最低点的连线（向斜横剖面上弯曲的最低点称为槽）。

2. 褶曲分类

褶曲的形态分类是描述和研究褶曲的基础，它不仅在一定程度上反映褶曲形成的力学背景，而且对地质测量、找矿和地貌研究等都具有实际的意义。褶曲要素是褶曲形态分类的重要依据。



【褶曲横剖面形态分类及纵剖面形态分类】

(1) 按褶曲横剖面形态分类

按褶曲横剖面形态分类即按横剖面上轴面和两翼岩层产状分类，如图 2.8 所示。

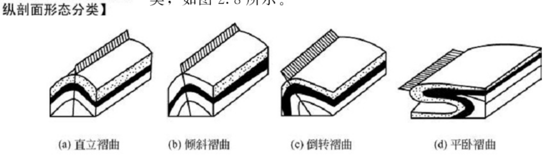


图 2.8　按褶曲横剖面形态分类

① 直立褶曲：轴面直立，两翼向不同方向倾斜，两翼岩层的倾角基本相同，在横剖面上两翼对称。

② 倾斜褶曲：轴面倾斜，两翼向不同方向倾斜，但两翼岩层的倾角不等，在横剖面



上两翼不对称。

③ 倒转褶曲：轴面倾斜程度更大，两翼岩层大致向同一方向倾斜，一翼层位正常，另一翼老岩层覆盖于新岩层之上，层位发生倒转。

④ 平卧褶曲：轴面水平或近于水平，两翼岩层也近于水平，一翼层位正常，另一翼发生倒转。

(2) 按褶曲纵剖面形态分类

按褶曲纵剖面形态分类即按褶曲的枢纽产状分类，如图 2.9 所示。

① 水平褶曲：枢纽近于水平，呈直线状延伸较远，两翼岩层界线基本平行，如图 2.6(a) 所示。若褶曲长宽比大于 10∶1，在平面上呈长条状，则称为线状褶曲，如图 2.9(a)所示。

② 倾伏褶曲：枢纽向一端倾伏，另一端昂起，两翼岩层界线不平行，在倾伏端交汇成封闭弯曲线，如图 2.6(b)所示。若枢纽两端同时倾伏，则两翼岩层界线呈环状封闭，其长宽比小于 3∶1 时，背斜称为穹窿构造，向斜称为构造盆地，如图 2.9(b)左侧所示。其长宽比在(3∶1)～(10∶1)之间时，称为短轴褶曲，如图 2.9(b)右侧所示。


(a) 线状褶曲


(b) 穹窿构造、构造盆地及短轴褶曲

图 2.9 按褶曲纵剖面形态分类

a、b…h—由老到新的地层

2.2.2 褶皱构造的类型

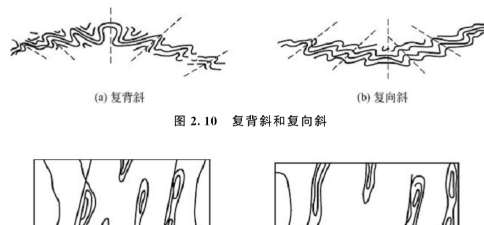
褶皱是褶曲的组合形态，两个或两个以上褶曲构造的组合，称为褶皱构造。在褶皱比较强烈的地区，一般的情况都是线形的背斜与向斜相间排列，以大体一致的走向平行延伸，有规律地组合成不同形式的褶皱构造。如果褶皱剧烈，或在早期褶皱的基础上再经褶皱变动，就会形成更为复杂的褶皱构造，我国的一些著名山脉，如昆仑山、祁连山、秦岭等，都是这种复杂的褶皱构造山脉。常见的褶皱组合类型如下。

(1) 复背斜和复向斜

复背斜和复向斜是规模巨大的翼部为次一级甚至更次一级褶曲所复杂化的背斜(向斜)构造，如图 2.10 所示。从平面上看，复背斜和复向斜多呈紧密相邻同等发育的线形褶曲；从横剖面看，复背斜的褶曲轴面多向下形成扇状收敛，而复向斜的褶曲轴面多向上形成倒扇状收敛。

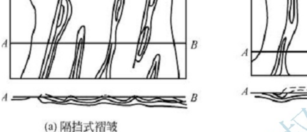
(2) 隔挡式褶皱和隔槽式褶皱

在四川东部、贵州北部及北京西山等地，可以看到由一系列褶曲轴平行但背斜和向斜发育程度不等的褶曲所组成的褶皱。由宽阔平缓的向斜和狭窄紧闭的背斜交互组成的褶皱，称为隔挡式褶皱，如图 2.11(a) 所示；由宽阔平缓的背斜和狭窄紧闭的向斜组成的褶皱，称为隔槽式褶皱，如图 2.11(b) 所示。



(a) 复背斜　　(b) 复向斜

图 2.10　复背斜和复向斜



(a) 隔挡式褶皱　　(b) 隔槽式褶皱

图 2.11　隔挡式褶皱与隔槽式褶皱

2.3　断裂构造

岩层受构造运动作用，当所受的构造应力超过岩石强度时，岩石的连续完整性会遭到破坏，所产生的断裂称为断裂构造。按照断裂后两侧岩层沿断裂面有无明显的相对位移，断裂构造又分为节理和断层两种类型。

2.3.1　节理

节理是指岩层受力断开后，断裂面两侧岩层沿断裂面没有明显的相对位移时的断裂构造。节理的断裂面称为节理面。节理分布普遍，几乎所有岩层中都有节理发育。节理的延伸范围变化较大，由几厘米到几十米不等。节理面在空间的状态称为节理产状，其定义和测量方法与岩层面产状类似。节理常把岩层分割成形状不同、大小不等的岩块，小块岩石的强度与包含节理的岩体的强度明显不同。岩石边坡失稳和隧道洞顶坍塌往往与节理有关。

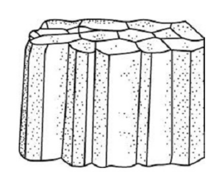


图 2.12　玄武岩柱状节理

1. 节理分类

节理可按成因、力学性质、与岩层产状的关系和张开程度等进行分类。

(1) 按成因分类

节理按成因可分为原生节理、构造节理和表生节理；也有人将其分为原生节理和次生节理，次生节理又分为构造节理和非构造节理。

① 原生节理：指岩石形成过程中形成的节理，如玄武岩在冷却凝固时形成的柱状节理，如图 2.12 所示。

② 构造节理：指由构造运动产生的构造应力形成的节理。构造节理常常成组出现，可将其中一个方向的一组平行破裂面称为一组节理。同一期构造应力形成的各组节理有成因上的联系，并按一定规律组合。图 2.13 所示为山东诸城白垩系砂岩中的两组共轭节理。不同时期的节理对应错开，如图 2.14 所示。

③ 表生节理：指由卸荷、风化、爆破等作用形成的节理，分别称为卸荷节理、风化节理、爆破节理等。常称表生节理为裂隙，属非构造次生节理。表生节理一般分布在地表浅层，大多无一定方向性。

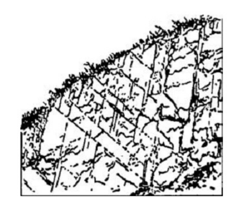


图 2.13 山东诸城白垩系砂岩中的两组共轭节理

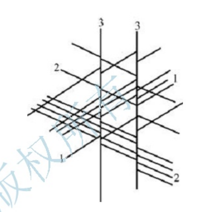


图 2.14 不同时期的节理对应错开

(2) 按力学性质分类

节理按力学性质可分为剪节理和张节理。



【节理按照力学性质分类】

① 剪节理：一般为构造节理，由构造应力形成的剪切破裂面组成，一般与主应力成($45°-\phi/2$)的角度相交，其中 ϕ 为岩石内摩擦角。剪节理面多平直，常呈密闭状态，或张开度很小，在砾岩中可以切穿砾石，如图 2.15 所示。

剪节理具有下述特征。

a. 产状比较稳定，在平面中沿走向延伸较远，在剖面上向下延伸较深。

b. 常具紧闭的裂口，节理面平直而光滑，沿节理面可有轻微位移，因此在面上常具有擦痕、镜面等。

c. 在碎屑岩中的剪节理，常切开较大的碎屑颗粒或砾石，切开结核、岩脉等。

d. 节理间距较小，常呈等间距均匀分布，密集成带。

e. 常平行排列或雁行排列，成群出现；或两组交叉，称为“X 节理”，或称为“共轭节理”，如图 2.13 所示。两组节理有时一组发育较好，一组发育较差。

② 张节理：可以是构造节理，也可以是表生节理、原生节理等；由张应力作用形成。张节理张开度较大，节理面粗糙不平，在砾岩中常绕开砾石，如图 2.15 所示。

张节理常具有下述特征。

a. 产状不甚稳定，在岩石中延伸不深不远。

b. 多具有张开的裂口，节理面粗糙不平，面上没有擦痕，节理有时为矿脉所填充。

c. 在碎屑岩中的张节理，常绕过砂粒和砾石，节理随之呈弯曲形状。

d. 节理间距较大，分布稀疏而不均匀，很少密集成带。

e. 常平行出现，或呈雁行式(即斜列式)出现，有时沿两组共轭呈 X 形的节理断开形成锯齿状节理（又称追踪张节理）。

(3) 按与岩层产状的关系分类

节理按与岩层产状的关系可分为走向节理、倾向节理和斜交节理，如图 2.16 所示。

① 走向节理：节理走向与岩层走向平行。

② 倾向节理：节理走向与岩层走向垂直。

③ 斜交节理：节理走向与岩层走向斜交。

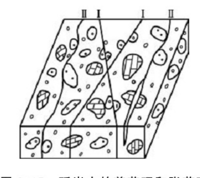


图 2.15　砾岩中的剪节理和张节理

Ⅰ—剪节理；Ⅱ—张节理

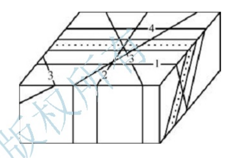


图 2.16　节理与岩层产状关系分类

1—走向节理；2—倾向节理；3—斜交节理；4—岩层走向

(4) 按张开程度分类

节理按张开程度可分为宽张节理、张开节理、微张节理和闭合节理。

① 宽张节理：节理缝宽度大于 5mm。

② 张开节理：节理缝宽度为 3～5mm。

③ 微张节理：节理缝宽度为 1～3mm。

④ 闭合节理：节理缝宽度小于 1mm。

2. 节理发育程度分级

节理发育程度可按节理的组数、密度、长度、张开度及充填情况进行分级，见表 2-1。

表 2-1　节理发育程度分级

发育程度等级	基本特征
节理不发育	节理 1～2 组，规则，为构造型，间距在 1m 以上，多为闭合节理；岩体切割成大块状
节理较发育	节理 2～3 组，呈 X 形，较规则，以构造型为主，多数间距大于 0.4m，多为闭合节理，部分为微张节理，少有充填物；岩体切割成大块状
节理发育	节理 3 组以上，不规则，呈 X 形或“米”字形，以构造型或风化型为主，多数间距小于 0.4m，大部分为张开节理，部分有充填物；岩体切割成块石状
节理很发育	节理 3 组以上，杂乱，以风化型和构造型为主，多数间距小于 0.2m，以张开节理为主，有个别宽张节理，一般均有充填物；岩体切割成碎裂状

3. 节理的调查内容

节理是广泛发育的一种地质构造，对其进行调查，应包括以下内容。

① 节理的成因类型、力学性质。

② 节理的组数、密度和产状。节理的密度一般采用线密度或体积节理数表示。线密度以“条/m”为单位计算。体积节理数用单位体积内的节理数表示。

③ 节理的张开度、长度和节理面壁的粗糙度。

④ 节理的充填物质及厚度、含水情况。

⑤ 节理的发育程度分级。

此外，对节理很发育的岩层，在野外许多岩体裸露部分可以观察到数十条以至数百条节理。它们的产状多变，为了确定它们的主导方向，必须对每个裸露部分的节理产状逐条进行测量统计，编制该地区的节理玫瑰图、极点图或等密度图，由图确定节理的密集程度及主导方向。一般在 $1m^2$ 的裸露部分进行测量统计。

4. 节理玫瑰图

室内资料整理与统计常用的方法是制作节理玫瑰图，主要有两类。

① 节理走向玫瑰图：是用节理走向编制的玫瑰图。如图 2.17 所示，在一半圆上分画 0°～90°和 0°～270°的方位，把所测得的节理走向按每 5°或 10°分组并统计每一组内节理的个数和平均走向。按各组平均走向，自圆心沿半径以一定长度代表每一组节理的个数，然后用折线相连，即得到节理走向玫瑰图。

② 节理倾向玫瑰图：是用节理倾向编制的玫瑰图。把所测得的节理倾向按 5°或 10°间隔进行分组，统计每组节理的平均倾向和个数。在注有方位角的圆周图上，以节理个数为半径，按各组平均倾向定出各组的点，用折线连接各点即得到节理倾向玫瑰图。用节理统计资料的各组平均倾向和平均倾角作图，圆半径长度代表平均倾角，可得节理倾向和倾角玫瑰图，如图 2.18 所示。

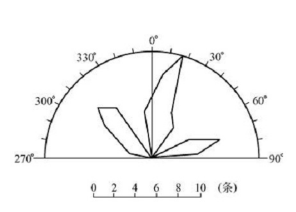


图 2.17 节理走向玫瑰图

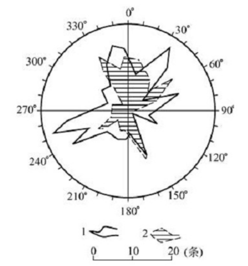


图 2.18 节理倾向和倾角玫瑰图

1—节理倾向玫瑰图；2—节理倾角玫瑰图

2.3.2 断层

断层是指岩层受力断开后，断裂面两侧岩层沿断裂面有明显相对位移时的断裂构造。断层广泛发育，规模相差很大。大的断层延伸数百千米甚至上千千米，小的断层在手标本上就能见到。有的断层切穿了地壳岩石面，有的则发育在地表浅层。断层是一种重要的地质构造，对工程建筑的稳定性影响较大。地震与活动性断层有关，隧道中大多数的塌方、涌水均与断层有关。

1. 断层要素

为阐明断层的空间分布状态和断层两侧岩层的运动特征，将断层各组成部分赋予一定的名称，称为断层要素，如图2.19所示。

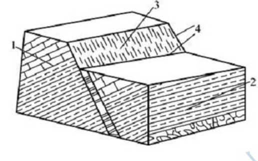


图2.19 断层要素

1，2—断盘(1为下盘，2为上盘)；3—断层面；4—断层线

① 断层面：指断层中两侧岩层沿其运动的破裂面，它可以是一个平面，也可以是一个曲面。断层面的产状用走向、倾向、倾角表示，其测量方法同岩层产状。由一定宽度的破碎带组成的断层面，称为断层破碎带。

② 断层线：是断层面与地平面或垂直面的交线，代表断层面在地平面或垂直面上的延伸方向。它可以是直线，也可以是曲线。

③ 断盘：断层两侧发生相对位移的岩层称作断盘。当断层面倾斜时，位于断层面上方的称作上盘，位于断层面下方的称作下盘。

④ 断距：指岩层中同一点被断层断开后的位移量。其沿断层面移动的直线距离称作总断距，其水平分量称作水平断距，其垂直分量称作垂直断距。

2. 断层常见分类

(1) 按断层上、下两盘相对运动方向分类

这是一种主要分类，可分为以下几种。

① 正断层：上盘相对下降、下盘相对上升的断层称为正断层，如图2.19所示。断层面的倾角一般较陡，多在45°以上。正断层是在张力或重力作用下形成的。正断层可以单独出露，也可以呈多个连续组合形式出露，如地堑、地垒和阶梯状断层。走向大致平行的多个正断层，当中间地层为共同的下降盘时，称为地堑［图2.20(a)］；当中间地层为共同的上升盘时，称为地垒［图2.20(b)］。组成地堑或地垒两侧的正断层，可以单条产出，也可以由多条产状近似的正断层组成，形成依次向下断落的阶梯状断层。

② 逆断层：上盘相对上升、下盘相对下降的断层称为逆断层，如图2.21所示。逆断层主要是在水平挤压力作用下形成的，常与褶皱伴生。逆断层又可根据断层面的倾角分为逆冲断层、逆掩断层和辗掩断层三类。

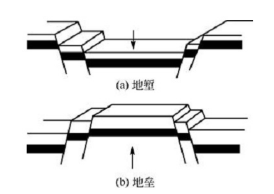


图 2.20 地堑和地垒

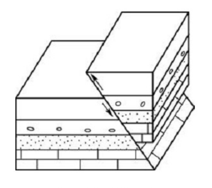


图 2.21 逆断层

a. 逆冲断层：指断层面倾角大于45°的逆断层。

b. 逆掩断层：指断层面倾角在25°～45°之间的逆断层。逆掩断层常由倒转褶曲进一步发展而成。



【飞来峰的由来】

c. 辗掩断层：指断层面倾角小于25°的逆断层，一般规模巨大，常有时代老的地层被推覆到时代新的地层之上，形成逆冲推覆构造，如图2.22所示。

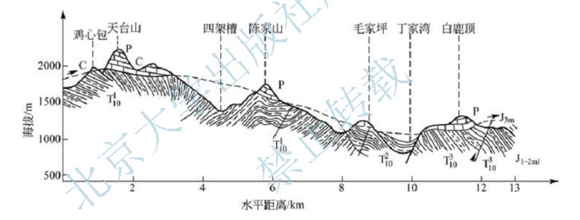


图 2.22 四川彭州逆冲推覆构造

当一系列逆断层大致平行排列，在横剖面上看，各断层的上盘依次上冲时，其组合形式称为迭瓦式逆断层，如图2.23所示。

③ 平移断层：指断层两盘主要在水平方向上相对错动的断层，如图2.24所示。平移断层主要由地壳水平应力剪切作用形成，断层面多近于直立。断层面上可见水平的擦痕。

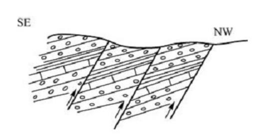


图 2.23 迭瓦式逆断层

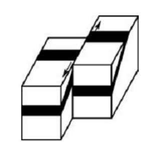


图 2.24 平移断层

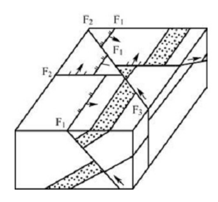


图 2.25　断层引起的构造不连续现象

F_1—走向断层；F_2—倾向断层；F_3—斜向断层

(2) 按断层面产状与岩层产状的关系分类

① 走向断层：断层走向与岩层走向一致的断层，如图 2.25 中的 F_1 断层。

② 倾向断层：断层走向与岩层倾向一致的断层，如图 2.25 中的 F_2 断层。

③ 斜向断层：断层走向与岩层走向斜交的断层，如图 2.25 中的 F_3 断层。

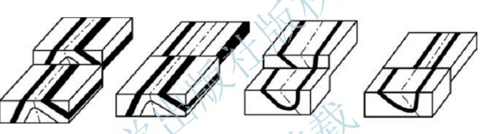
(3) 按断层面走向与褶曲轴走向的关系分类

① 纵断层：断层走向与褶曲轴走向平行的断层。

② 横断层：断层走向与褶曲轴走向垂直的断层。

③ 斜断层：断层走向与褶曲轴走向斜交的断层。

当断层面切割褶曲轴时，在断层上、下盘同一地层出露界线的宽窄常发生变化，背斜上升盘核部地层变宽，向斜上升盘核部地层变窄，如图 2.26 所示。


图 2.26　褶曲被横断层错断引起的效应

(4) 按断层力学性质分类

① 压性断层：由压应力作用形成，其走向垂直于主压应力方向，多呈逆断层形式，断面为舒缓波状，断裂带宽大，常有角砾岩。

② 张性断层：在张应力作用下形成，其走向垂直于张应力方向，常为正断层形式，断层面粗糙，多呈锯齿状，沿着断层裂缝常有岩脉、矿脉填充；如尚未完全胶结，常形成地下水的通道。

③ 扭性断层：自然界中纯张纯压的断层，事实上并不多见，而是多少带一些扭动，它是在剪应力作用下形成的，与主压应力方向交角小于 45°，常成对出现，断层面平直光滑，常有大量擦痕。

3. 识别断层

(1) 构造线标志

同一岩层分界线、不整合接触界面、侵入岩体与围岩的接触带、岩脉、褶曲轴线、早期断层线等，在平面或剖面上出现了不连续，即突然中断或错开，则有断层存在，如图 2.25 所示。

(2) 岩层分布标志

一套顺序排列的岩层，由于走向断层的影响，常造成部分地层的重复和缺失现象。即断层使岩层发生错动，经剥蚀夷平作用使两盘地层处于同一水平面时，会使原来顺序排列的地层出现部分重复或缺失。通常有 6 种情况会造成地层的重复和缺失，见表 2-2 和图 2.27。

表 2-2　走向断层造成的地层重复和缺失

断层性质	断层倾向与地层倾向的关系		
	二者倾向相反	二者倾向相同	
		断层倾角大于岩层倾角	断层倾角小于岩层倾角
正断层	重复［图 2.27(a)］	缺失［图 2.27(b)］	重复［图 2.27(c)］
逆断层	缺失［图 2.27(d)］	重复［图 2.27(e)］	缺失［图 2.27(f)］
断层两盘相对动向	下降盘出现新地层	下降盘出现新地层	上升盘出现新地层

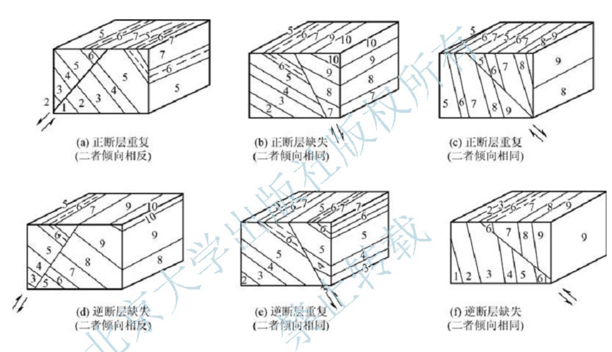

(a) 正断层重复（二者倾向相反）　(b) 正断层缺失（二者倾向相同）　(c) 正断层重复（二者倾向相同）
(d) 逆断层缺失（二者倾向相反）　(e) 逆断层重复（二者倾向相同）　(f) 逆断层缺失（二者倾向相同）

图 2.27　走向断层造成的地层重复和缺失

（3）断层的伴生现象


【断层的伴生现象】

当断层通过时，在断层面(带)及其附近常会形成一些构造伴生现象，也可作为断层存在的标志。

① 擦痕、阶步和摩擦镜面。断层上、下盘沿断层面做相对运动时，因摩擦作用，在断层面上会形成一些刻痕、小阶梯或磨光的平面，分别称为擦痕、阶步和摩擦镜面，如图 2.28 所示。

② 构造岩。因地应力沿断层面集中释放，常造成断层面处岩体十分破碎，形成一个破碎带，称为断层破碎带。断层破碎带宽几十厘米至几百米不等，断层破碎带内碎裂的岩土体经胶结后成为构造岩。构造岩中当碎块颗粒直径大于 2mm 时称为断层角砾岩；当碎块颗粒直径为 0.01～2mm 时称为碎裂岩；当碎块颗粒直径更小时称为糜棱岩；当颗粒均研磨成泥状时称为断层泥。

③ 牵引现象。断层运动时，断层面附近的岩层受断层面上摩擦阻力的影响，在断层面附近形成的弯曲现象，称为牵引现象（图 2.29），其弯曲方向一般为本盘运动方向。

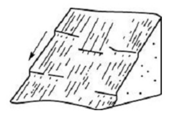


图 2.28　擦痕与阶步




图 2.29　牵引现象


【断层与节理形成挪威峡湾奇石】

（4）地貌标志

在断层通过地区，沿断层线常形成一些特殊地貌现象。

① 断层崖和断层三角面。在断层两盘的相对运动中，上升盘常常形成陡崖，称为断层崖，如峨眉山金顶舍身崖、昆明滇池西山龙门陡崖。当断层崖受到与崖面垂直方向的地表流水侵蚀切割，使原崖面形成一排三角形陡壁时，称为断层三角面。

② 断层湖、断层泉。沿断层带常形成一些串珠状分布的断陷盆地、洼地、湖泊、泉水等，可指示断层延伸方向。

③ 错断的山脊、急转的河流。正常延伸的山脊突然被错断，或山脊突然断陷成盆地、平原，正常流经的河流突然产生急转弯，以及出现一些顺直深切的河谷，均可指示断层延伸的方向。

判断一条断层是否存在，主要是依据地层的重复、缺失和构造不连续这两个标志。其他标志只能作为辅证，不能依此下定论。

4. 断层运动方向的判别

判别断层性质，首先要确定断层面的产状，从而确定断层的上、下盘，再确定上、下盘的运动方向，进而确定断层的性质。断层上、下盘运动方向，可由以下几点判别。

① 地层时代。在断层线两侧，通常上升盘出露地层较老，下降盘出露地层较新。地层倒转时相反。

② 地层界线。当断层横截褶曲时，背斜上升盘核部地层变宽，向斜上升盘核部地层变窄。

③ 断层伴生现象。刻蚀的擦痕凹槽较浅的一端、阶步陡坎方向，均指示对盘运动方向；牵引现象弯曲方向则指示本盘运动方向。

④ 符号识别。在地质图上，断层一般用粗红线醒目地标示出来，表示方法如图 2.30 所示，断层性质用相应符号表示。正断层和逆断层符号中，箭头所指为断层面倾向，角度为断层面的倾角，短齿所指方向为上盘运动方向。正断层与逆断层均用双齿线。平移断层符号中箭头所指方向为本盘运动方向。

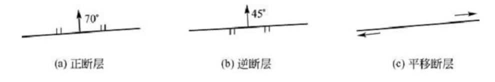


图 2.30　断层符号

2.3.3 活断层

活断层也称活动断裂，指现今仍在活动或者近期有过活动、不久的将来还可能活动的断层。其中后一种也称潜在活断层。活断层可使岩层产生错动位移或发生地震，对工程建筑会造成很大的甚至无法抵御的危害。

关于“近期”活断层时限，国家标准《岩土工程勘察规范（2009年版）》(GB 50021—2001)中将在全新世地质时期(距今一万年)内有过地震活动或近期正在活动，在今后一百年可能继续活动的断层称为全新活断层；并将全新活断层中、近期(距今近五百年)发生过地震震级 $M\geqslant5$ 级的断层，或在今后一百年内可能发生 $M\geqslant5$ 级的断层称为发震断层。

当然，活断层运动不是经常发生的，其复发间隔有时长达几百年，甚至上千年。为了更好地评价活断层对工程建筑的影响，一般将工程使用期或寿命期内(一般为50～100年)可能影响和危害安全的活断层称为工程活断层。

1. 活断层的分类

活断层按两盘错动方向分为走向滑动型断层(平移断层)和倾向滑动型断层(逆断层及正断层)。其中走向滑动型断层最为常见，其特点是断层面陡倾或直立，平直延伸，部分规模很大，断层中常蓄积有较高的能量，易引发高震级强烈地震。倾向滑动型断层以逆断层最为常见，多数是受水平挤压形成，断层倾角较缓，错动时由于上盘为主动盘，故上盘地表变形开裂较严重，岩体较下盘易破碎，对建筑物危害较大。倾向滑动型的正断层的上盘也为主动盘，故上盘岩体也较破碎。

活断层按其活动性质分为蠕变型活断层(也称蠕滑活断层)和突发型活断层(也称黏滑活断层)。蠕变型活断层是只有长期缓慢的相对位移变形，不发生地震或只有少数微弱地震的活断层。例如美国圣·安德烈斯断层南部加利福尼亚地段，几十年来平均位移速率为每年10mm，没有较强的地震活动。突发型活断层错动位移是突然发生的，并同时伴发较强烈的地震，其又分为两种情况：一种情况是断层错动引发地震的发震断层；另一种情况是因地震引起老断层错动或产生新的断层。例如1976年唐山地震时，形成一条长8km的地表错断，以NE30°的方向穿过市区，最大水平断距达1.63m，垂直断距达0.7m，错开了楼房、道路等一切建筑，如图2.31所示。

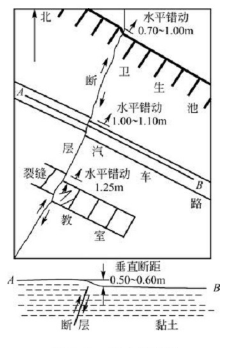


图2.31 唐山地震时某地地面断层错位

2. 活断层的特征

(1) 继承性

活断层绝大多数都是沿已有的老断层发生新的错动位移，这种特性称为活断层的继承性，尤其是区域性的深大断裂更为多见。新活动的部位通常只是沿老断层的

某个段落发生，或是某些段落活动强烈，另一些段落则不强烈。活动方式和方向相同也是继承性的一个显著特点。形成时代越新的断层，其继承性越强，如晚更新世以来的构造运动引起的断裂活动持续至今。

（2）活动方式与活动速率的相关性

蠕变型活断层（以蠕滑为主）和突发型活断层（以黏滑为主）的活动方式不同，其活断层的错动速率也有显著差异。蠕滑是一个连续的滑动过程，一般只发生长期缓慢的相对位移变形，不发生地震或仅伴有少数微弱地震，其活动速率大多相当缓慢，通常在年均不足 1mm 至数十毫米之间。黏滑则是断层发生快速错动，并同时伴有较强烈的地震，其活动速率较快，可达 0.5～1m/s。

有时在同一条活断层的不同区段也可以有不同的活动方式。例如，黏滑运动的活断层有时也会伴有小的蠕动，而大部分地段以蠕动为主的活断层，在其端部也会出现黏滑；而且同一条活断层的变形速率也不均匀，如发震断层临震前速率可成倍剧增，而震后又趋缓，这一断层变形速率变化特征对地震预测有很大意义。根据断层滑动速率，可将活断层分为活动强度不同的级别。《岩土工程勘察规范（2009 年版）》（GB 50021—2001）对全新活断层的分级见表 2 - 3。

表 2 - 3　全新活断层分级

分级 \ 指标		活　动　性	平均活动速率 V/(mm/年)	历史地震及古地震 (震级 M)
Ⅰ	强烈全新活断层	中或晚更新世以来有活动，全新世以来活动强烈	$V>1$	$M\geqslant7$
Ⅱ	中等全新活断层	中或晚更新世以来有活动，全新世以来活动较强烈	$1\geqslant V\geqslant0.1$	$7>M\geqslant6$
Ⅲ	微弱全新活断层	全新世以来有微弱活动	$V<0.1$	$M<6$

（3）重复活动的周期性

和其他构造运动一样，活断层运动也是间断性的，从一次活动到下次活动，往往要间隔较长的平静期。活动—平静—再活动，这种重复周期就是一般所说的断层活动周期。活断层错动时，常常伴有地震发生。地震活动有分期分幕现象，我国上千年来的地震记录所反映出的强烈活动期、幕，实际上就是断层的活动期、幕。所以，活断层上的大地震重复间隔，就代表了该断层的活动周期。表 2 - 4 列出的我国部分活断层的强震重复周期，主要是用古地震法获得的。

表 2 - 4　我国部分活断层的强震重复周期

活断层名称	最近一次地震名称	重复周期	震级
新疆喀什河断裂	新疆尼勒克地震(1812 年)	2000～2500 年	8.0
新疆二台断裂	新疆富蕴地震(1931 年)	约 3150 年	8.0
山西霍山山前断裂	山西洪洞地震(1303 年)	5000 年左右	8.0

续表

活断层名称	最近一次地震名称	重复周期	震级
宁夏海原南西华山北麓断裂	海原地震(1920年)	约1600年	8.5
河北唐山	唐山地震(1976年)	约7500年	7.8
云南红河断裂北段	—	(150±50)年	6.0～7.0
四川鲜水河断裂	四川炉霍地震(1973年)	约50年	7.9
郯城断裂中南段	郯城地震(1668年)	3500年	8.5

3. 活断层的识别标志

(1) 地貌标志

通过地貌标志研究和识别活断层是一种比较成熟和易行的方法。地貌方面的标志有：①地形变化差异大，如“山从平地起”；②山口峡谷多，深且狭长；③新的断层崖和三角面山连续出现，且比较显著，并有山崩和滑坡发生；④断层形成的陡坎山山脚，常有狭长洼地和沼泽；⑤断层形成的陡坎山前的第四系堆积物厚度大，山前洪积扇特别高或特别低，与山体不相称，在峡谷出口处的洪积扇呈叠置式、线性排列；⑥沿断裂带有串珠泉出露，若为温泉，则水温和矿化度较高；⑦断裂带有植物突然干枯死亡或生长有特别罕见植物；⑧第四纪火山锥、熔岩呈线性分布；⑨建(构)筑物、公路等工程地基发生倾斜和错开现象。

(2) 地质标志

在地质方面的标志有：①第四系堆积物中常见到小褶皱和小断层或被第四系以前的岩层所冲断；②沿断层可见河谷、阶地等地貌单元同时发生水平或垂直位移错断；③沿断层带的断层泥及破碎带多未胶结，断层崖壁可见擦痕和错碎岩粉；④第四系(或近代)地层错动、断裂、褶皱、变形。

(3) 地震活动标志

活断层中一个重要标志就是地震活动。在世界许多地区对活断层的辨认，最初是从地震断层开始的。地震活动方面的标志有：①在断层带附近有现代地震、地面位移和地形形变及微震发生；②沿断层带有历史地震和现代地震震中分布，震中多呈有规律的线状分布。

(4) 水文与水文地质标志

在活断层附近，由于断层的错断、位移，常常直接控制了水系的成长发育。特别是断层的水平错动，对水系的改造更是迅速而明显。断层活动使断层两侧水系做规律性变迁，如水系平面形态、切割深度、冲刷势态等。另外，断层活动还直接控制着地下水的出露，具体表现为：水系呈直线状、格子状展布；水系错开呈折线状分布；泉、地热异常带、湖泊和山间盆地呈线状(或串珠状)分布。

(5) 地球化学和地球物理标志

在地球化学方面，最突出的是活断层上断层气体和放射性异常。活断层在活动过程中释放出各种气体，如CO_2、H_2、He、Ne、Ar、Rn、Hg、As、Sb、Bi、B等。通过断层

气体测量，可以鉴别活断层。在活断层附近，Rn 常表现出高浓度异常，因此可利用 α 径迹法调查活断层。此外，沿活断层还会出现 γ 射线强度异常。因此，可利用 γ 射线去测量调查海底活断层。

活断层的地球物理标志主要是重力、磁场和地温异常。在覆盖层很厚的平原地区和海洋地区，利用重力、磁场和地温异常研究活断层，是行之有效的方法。

2.4 地质构造对工程建筑物稳定性的影响

地质构造对工程建筑物的稳定性有很大的影响，由于工程位置选择不当，误将建筑物建造在地质构造不利的部位，引起建筑物失稳破坏的实例时有发生，对此必须有充分的认识。

2.4.1 边坡、隧道和桥基设置与地质构造的关系

岩层产状与岩石路堑边坡坡向间的关系控制着边坡的稳定性。当岩层倾向与边坡坡向一致，岩层倾角等于或大于边坡坡角时，边坡一般是稳定的。若坡角大于岩层倾角，则岩层因失去支撑而有滑动的趋势。如果岩层层间结合较弱或有较弱夹层时，易发生滑动。例如铁西滑坡就是因坡脚采石，引起岩层沿黑色页岩软化夹层滑动的。当岩层倾向与边坡坡向相反时，若岩层完整、层间结合好，则边坡是稳定的；若岩层内有倾向坡外的节理，层间结合差，岩层倾角又很陡，且岩层多呈细高柱状，则容易发生倾倒破坏。开挖在水平岩层或直立岩层中的路堑边坡，一般是稳定的，如图 2.32 所示。

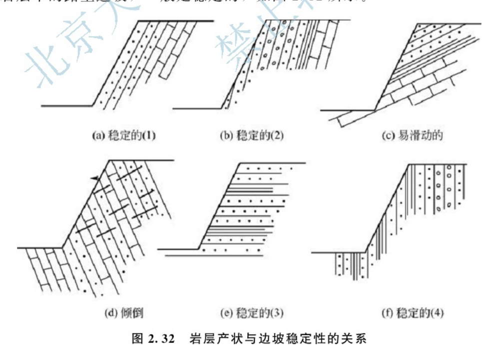


图 2.32　岩层产状与边坡稳定性的关系

隧道位置与地质构造的关系密切。穿越水平岩层的隧道，应选择在岩性坚硬、完整的岩层（如石灰岩或砂岩）中。在水平软、硬岩相间的情况下，隧道拱部应尽量设在硬岩中，设在软岩中有可能会发生坍塌。当隧道垂直穿越岩层时，在软、硬岩相间的不同岩层

中，由于软岩层间结合差，在软岩部位，隧道拱顶常会发生顺层塌方。当隧道轴线顺岩层走向通过时，倾向洞内的一侧岩层易发生顺层坍滑，边墙承受偏压。图 2.33 所示为隧道位置与岩层产状的关系。

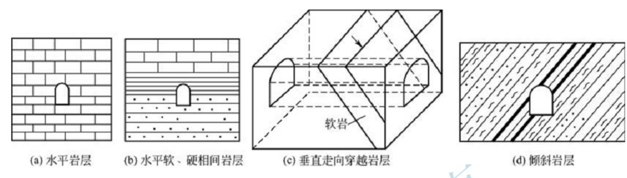


图 2.33　隧道位置与岩层产状的关系

图 2.33(a)为水平岩层，隧道位于同一岩层中；图 2.33(b)为水平软、硬相间岩层，隧道拱顶位于软岩中，易发生塌方；图 2.33(c)为垂直走向穿越岩层，隧道穿过软岩时易发生顺层塌方；图 2.33(d)为倾斜岩层，隧道顶部右上方岩层倾向洞内侧，岩层易顺层滑动，且受到偏压。

一般情况下，应当避免将隧道设置在褶曲的轴部，该处岩层弯曲、节理发育、地表水常常由此渗入地下，容易诱发塌方，如图 2.34 所示。通常尽量将隧道位置选在褶曲翼部或横穿褶曲轴（图 2.35)。垂直穿越背斜的隧道，其两端的拱顶压力大，中部岩层压力小；隧道横穿向斜时，情况则相反。

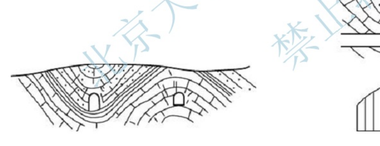


图 2.34　隧道沿褶曲轴通过

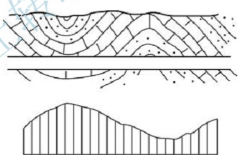


图 2.35　隧道横穿褶曲轴时岩层压力分布情况

断层带岩层破碎，常夹有许多断层泥，应尽量避免将工程建筑物直接建造在断层上或断层破碎带附近。例如京原线 10 号大桥位于几条断层的交叉点处，桥位选择极其困难，多次改变设计方案，桥跨最初由 16m 改为 23m，接着又改为 43m，最终以 33.7m 跨越断层破碎带，如图 2.36 所示。

对于不活动的断层，当墩台必须设在断层上时，应根据具体情况采用相应的处理措施。

① 当桥高在 30m 以下，断层破碎带通过桥基中部，宽度在 0.2m 以上，又有断层泥等充填物时，应沿断层破碎带挖除充填物，灌注混凝土或嵌补钢筋网，以增加基础强度及稳定性。

② 断层带宽度不足 0.2m，两盘均为坚硬岩石时，一般可以不做处理。

③ 断层带分布于基础一角时，应将基础扩大加深，再以钢筋混凝土补角加强，增加其整体性。

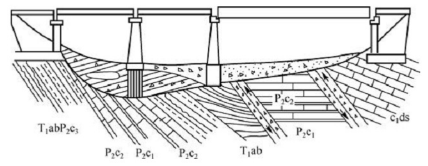


图 2.36　桥梁墩台避开断层破碎带

④ 当基底大部分为断层破碎带，仅局部为坚硬岩层，构成软、硬不均地基时，在墩台位置无法调整的情况下，可炸除坚硬岩层，加深并换填与破碎带强度相似的土层，扩大基础，使应力均衡，以防止因不均匀沉陷而使墩台倾斜破坏。



【苏通大桥主桥基础施工】

⑤ 当桥高超过 30m，且基底断层破碎带的范围较大时，一般采用钻孔桩或挖孔桩嵌入下盘，使基底应力传递到下盘坚硬岩层上。

铁路选线时，应尽量避开大断层带，线路不应沿断层带走向延伸，在条件不允许、必须穿过断层带时，应大角度或垂直穿过断层带。

2.4.2　活断层对工程建筑物的影响

活断层对工程建筑物的危害主要是错动变形和引起地震两方面。

相对位移速率不大时，蠕变型活断层一般对工程建筑物影响不大。当相对位移速率较大时，蠕变型活断层会造成地表裂缝和位移，可能导致建筑物地基不均匀沉陷，使建筑物拉裂破坏。对于海岸附近的工业建筑、民用建筑及道路工程，当断层靠陆地一侧长期下沉，且变形速率较大时，由于海水位相对升高，有可能遭受波浪及风暴潮等的危害。

突发型活断层快速错动时，常伴发较强烈的地震，地震再对工程建筑物产生各种各样的破坏作用；因地震引起老断层错动或产生新的断层，断层错动的距离通常较大，多在几十厘米至几百厘米之间，可错断道路、楼房等一切建（构）筑物，这种危害是无法抵御的。因此在工程建设地区有突发型活断层存在时，任何建筑物原则上都应避免跨越活断层及与其有构造活动联系的分支断层，而应将建筑物选择在无断层穿过的位置。

在活断层发育地区进行建设时，就必须对场址选择与建筑物形式和结构设计等方面进行慎重的研究，对于大坝和核电站等重要的永久性建（构）筑物，绝不能在活断层附近选择场地，否则一旦发生事故，后果将极为严重。对于某些重大工程，当其必须在活断层发育地区修建时(如在西南地区修建水利枢纽)，应在不稳定地块中寻找相对稳定的地段，同时将建（构）筑物场址布置在断层下盘，且远离大断裂主断面数千米以外为宜。同时，在活断层上修建的水坝不宜采用混凝土重力坝和拱坝，而宜采用土石坝。因为混凝土坝属刚性结构，如果断层活动，会使混凝土坝体错裂形成开口裂隙，且这种裂隙难以修复，易造成大坝失事。而土石坝是一种柔性结构，坝体相当宽厚，即使坝体被断层错开，只要采取合理的结构措施，一般不会失事，且坝体修复方便。

2.5 地质年代

2.5.1 绝对年代法与相对年代法

地史学中，将各个地质历史时期形成的岩石层，称为该时代的地层。各地层的新老关系，在褶曲、断层等地层构造形态的判别中有着非常重要的作用。确定地层新老关系的方法有两种，即绝对年代法和相对年代法。

1. 绝对年代法

绝对年代法是指通过确定地层形成时的准确时间，依次排列出各地层新、老关系的方法。确定地层形成时的准确时间，主要是通过测定地层中的放射性同位素年龄来确定。放射性同位素(母同位素)是一种不稳定元素。在天然条件下发生衰变，自动放射出某些射线(α、β、γ射线)，而衰变成另一种稳定元素(子同位素)。放射性同位素的衰变速度是恒定的，不受温度、压力、电场、磁场等因素的影响，即以一定的衰变常数 λ 进行衰变。常用放射性同位素及其衰变常数见表 2-5。

表 2-5 常用放射性同位素及其衰变常数

母同位素	子同位素	半衰期/年	衰变常数 λ/年$^{-1}$
铀(U^{238})	铅(Pb^{206})	4.5×10^{9}	1.54×10^{-10}
铀(U^{235})	铅(Pb^{207})	7.1×10^{8}	9.72×10^{-10}
钍(TH^{282})	铅(Pb^{208})	1.4×10^{10}	0.49×10^{-10}
铷(Rb^{87})	锶(Sr^{87})	5.0×10^{10}	0.14×10^{-10}
钾(K^{40})	氩(Ar^{40})	1.5×10^{9}	4.72×10^{-10}
碳(C^{14})	氮(N^{14})	5.7×10^{3}	—

测定岩石中所含放射性同位素的质量 P，以及它的衰变产物的质量 D，就可利用衰变常数 λ 按式(2-2)计算出其形成年龄 t。

$$t=\frac{1}{\lambda}\ln\left(1+\frac{D}{P}\right) \tag{2-2}$$

目前世界各地地表出露的古老岩石都已进行了同位素年龄测定，如南美洲圭亚那的角闪岩为（4130±170）百万年，我国冀东铬云母石英岩为（3650～3770）百万年。

2. 相对年代法

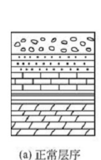
相对年代法是通过比较各地层的沉积顺序、古生物特征和地层接触关系来确定其形成先后顺序的一种方法。因无须精密仪器，故被广泛采用。它一般分为下列几种方法。

(1) 地层层序法

地层层序法是确定地层相对年代的基本方法。未经过构造运动改造的层状岩层大多是水平岩层，水平岩层的层序为每一层都比它下覆的相邻层新，而比它上覆的相邻层老，即

表现为下老上新的正常层序，如图 2.37(a)所示。这就是地层层序法的基本内容。

当构造运动使岩层层序颠倒（地层倒转）时，老岩层就会覆盖在新岩层之上，表现为上老下新的倒转层序，如图 2.37(b)所示。这时要仔细研究沉积岩的泥裂、波痕、递变层理、交错层理等原生构造来判别岩层的顶、底面。



(a) 正常层序　　(b) 倒转层序

图 2.37　地层层序法

一个地区在地质历史上不可能永远处在沉积状态，常常是一个时期下降接受沉积，另一个时期抬升产生剥蚀。因此，现今任何地区保存的地质剖面中都会缺失某些时代的地层，造成地质记录不完整。故需对各地地层层序剖面进行综合研究，把各个时期出露的地层拼接起来，建立较大区域乃至全球的地层顺序系统，即标准地层剖面。通过标准地层剖面的地层顺序，对照某地区的地层情况，也可排列出该地区地层的新老关系。



【古生物法】

(2) 古生物法

在地质历史上，地球表面的自然环境总是不停地出现阶段性变化。地球上的生物为了适应地球环境的改变，也不得不逐渐改变自身的结构，这种变化称为生物演化。即地球上的环境改变后，一些不能适应新环境的生物大量灭亡，甚至绝种，而另一些生物则通过逐步改变自身的结构形成新的物种，以适应新环境，并在新环境下大量繁衍。这种进化遵循由简单到复杂、由低级到高级的原则，即地质时期越古老，生物结构越简单；地质时期越新，生物结构越复杂。因此，埋藏在岩石中的生物化石结构也反映了这一过程。化石结构越简单，地层时代越老；化石结构越复杂，地层时代越新。故可依据岩石中的化石种属来确定岩石的新老关系。在某一环境阶段，能大量繁衍、广泛分布，从发生、发展到灭绝的时间短，并且特征显著的生物，其化石称为标准化石。在每一地质历史时期都有其代表性的标准化石，如寒武纪的三叶虫、奥陶纪的珠角石、志留纪的笔石、泥盆纪的石燕、二叠纪的大羽羊齿、侏罗纪的恐龙等，如图 2.38 所示。



【地层接触关系法】

(3) 地层接触关系法

地层间的接触关系是构造运动、岩浆活动和地质发展历史的记录。沉积岩、岩浆岩及其相互间均有不同的接触类型，据此可判别地层间的新老关系。

① 沉积岩间的接触关系。沉积岩间的接触，基本上可分为整合接触与不整合接触两大类型。




(a) 三叶虫(Є)


(b) 珠角石(O)


(c) 笔石(S)

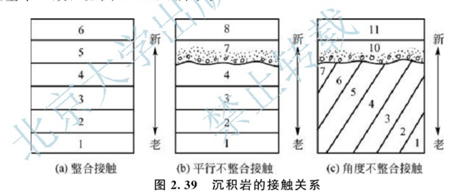

(d) 石燕(D)


(e) 大羽羊齿(P)


(f) 恐龙(J)

图 2.38　几种标准化石图版

a. 整合接触。一个地区在持续稳定的沉积环境下，地层依次沉积，各地层之间彼此平行，地层间的这种连续、平行的接触关系称为整合接触。其特点是：沉积时间连续，上、下岩层产状基本一致，如图 2.39(a)所示。



(a) 整合接触　(b) 平行不整合接触　(c) 角度不整合接触

图 2.39　沉积岩的接触关系

b. 不整合接触。当沉积岩地层之间有明显的沉积间断时，即沉积时间明显不连续，有一段时期没有沉积，这种接触关系称为不整合接触。其又可分为平行不整合接触和角度不整合接触两类。

平行不整合接触：又称假整合接触，指上、下两套地层间有沉积间断，但岩层产状仍彼此平行的接触关系。它反映了地壳先下降接受稳定沉积，然后再抬升到侵蚀基准面以上接受风化剥蚀，最后地壳又下降接受稳定沉积的地史过程，如图 2.39 (b)所示。

角度不整合接触：指上、下两套地层间既有沉积间断，岩层产状又彼此角度相交的接触关系。它反映了地壳先下降沉积，然后挤压变形和上升剥蚀，再下降沉积的地史过程，如图 2.39(c)所示。角度不整合接触关系容易与断层混淆，两者的区别标志是：角度不整合接触界面处有风化剥蚀形成的底砾岩，而断层界面处则无底砾岩，一般是构造岩，也可不是构造岩。

② 岩浆岩间的接触关系。岩浆岩间的接触关系主要表现为岩浆岩间的穿插接触关系。后期生成的岩浆岩 2 常插入早期生成的岩浆岩 1 中，将早期岩脉或岩体切割开，如图 2.40 所示。

③ 沉积岩与岩浆岩之间的接触关系。沉积岩与岩浆岩之间的接触关系可分为侵入接触和沉积接触两类。

a. 侵入接触［图 2.41(a)］。侵入接触是指后期岩浆岩侵入早期沉积岩的一种接触关系。早期沉积岩受后期岩浆挤压、烘烤和发生化学反应，在沉积岩与岩浆岩交界带附近形成一层变质带，这层变质带称为变质晕。

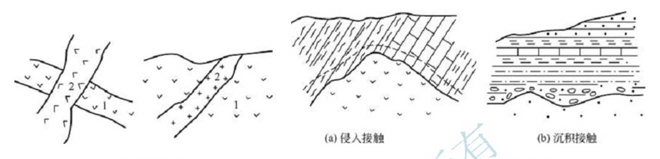


图 2.40 岩浆岩的穿插关系

图 2.41 沉积岩与岩浆岩的接触关系

b. 沉积接触［图 2.41(b)］。沉积接触是指后期沉积岩覆盖在早期岩浆岩上的一种接触关系。早期岩浆岩因表层风化剥蚀，在后期沉积岩底部常形成一层含岩浆岩砾石的底砾岩。

2.5.2 地质年代表

通过对全球各个地区的地层进行划分和对比，以及对各种岩石进行同位素年龄测定，按年代先后进行系统性的编年，所列的表格即为地质年代表，见表 2-6。它的内容包括地质年代单位、名称、代号和绝对年龄值等。

地质年代表使用不同级别的地质年代单位和年代地层单位，地质年代单位包括宙、代、纪、世，与其相对应的年代地层单位分别是宇、界、系、统。

① 宙是地质年代的最大单位。根据生物演化，把距今 6 亿年以前仅有原始菌藻类出现的时代称为太古宙和元古宙(过去将太古宙和元古宙合称为隐生宙)。距今 6 亿年以后的时代称为显生宙，是地球上生命大量发展和繁荣的时代。与宙相应的时段内形成的岩石的年代地层单位为宇。

② 代是地质年代的二级单位。太古宙和元古宙划分为两个代：太古代和元古代。显生宙划分为三个代：古生代、中生代、新生代。与代相应的时段内形成的岩石的年代地层单位为界。

③ 纪是地质年代的三级单位。古生代分为六个纪，中生代分为三个纪，新生代分为两个纪。与纪相应的时段内形成的岩石的年代地层单位为系。

④ 世是纪下面的次一级地质年代单位。一般一个纪分成三个或两个世，称为早世、中世、晚世或早世与晚世，并在纪的代号右下角分别标出 1、2、3 或 1、2 对其进行表示，比较特殊的是新生代划分为七个世。与世相应的时段内形成的岩石的年代地层单位为统，它们相应地称为下统、中统和上统。

各个代、纪延续时间不一，总趋势是年代越老延续时间越长，年代越新延续时间越短；越新的保留下来的地质事件的记录——地层越全，划分越细。此外，地质年代单位的划分也考虑到生物进化的阶段性，年代越新，生物进化的速度加快，反映出的地质环境演化速度加快。

表 2-6 地质年代表

地质时代(地层系统及代号) 宙(宇)	代(界)	纪(系)	世(统)	同位素年龄值/百万年	生物界 植物	动物	动物	构造阶段(及构造运动)
显生宙(宇,Ph)	新生代(界,Kz)	第四纪(系,Q)	全新世(统,Q_h)		被子植物繁盛	出现人类	无脊椎动物继续进化发展	新阿尔卑斯构造阶段(喜马拉雅构造阶段)
			更新世(统,Q_p)	2				
		第三纪(系,R) 晚第三纪(系,N)	上新世(统,N_2)			哺乳动物及鸟类繁盛		
			中新世(统,N_1)	26				
		早第三纪(系,E)	渐新世(统,E_3)					
			始新世(统,E_2)					
			古新世(统,E_1)	65				
	中生代(界,Mz)	白垩纪(系,K)	晚白垩世(统,K_2)			爬行动物繁盛		老阿尔卑斯构造阶段：燕山构造阶段
			早白垩世(统,K_1)	137	裸子植物繁盛			
		侏罗纪(系,J)	晚侏罗世(统,J_3)					
			中侏罗世(统,J_2)					
			早侏罗世(统,J_1)	195				
		三叠纪(系,T)	晚三叠世(统,T_3)					印支构造阶段
			中三叠世(统,T_2)					
			早三叠世(统,T_1)	230				
	古生代(界,Pz)	二叠纪(系,P)	晚二叠世(统,P_2)			两栖动物繁盛		海西(华力西)构造阶段
			早二叠世(统,P_1)	285	蕨类及原始裸子植物繁盛			
		石炭纪(系,C)	晚石炭世(统,C_3)					
			中石炭世(统,C_2)					
			早石炭世(统,C_1)	350				
		泥盆纪(系,D)	晚泥盆世(统,D_3)			鱼类繁盛		
			中泥盆世(统,D_2)		裸蕨植物繁盛			
			早泥盆世(统,D_1)	400				
		志留纪(系,S)	晚志留世(统,S_3)			海生无脊椎动物繁盛		加里东构造阶段
			中志留世(统,S_2)		藻类及菌类植物繁盛			
			早志留世(统,S_1)	435				
		奥陶纪(系,O)	晚奥陶世(统,O_3)					
			中奥陶世(统,O_2)					
			早奥陶世(统,O_1)	500				
		寒武纪(系,Є)	晚寒武世(统,$Є_3$)					
			中寒武世(统,$Є_2$)					
			早寒武世(统,$Є_1$)	570				
元古宙(宇,Pt)	晚元古代(界,Pt_3)	震旦纪(系,Z)	晚震旦世(统,Z_2)			裸露无脊椎动物出现		晋宁运动
			早震旦世(统,Z_1)	800				
				1000	生命现象开始出现			
	中元古代(界,Pt_2)			1900				吕梁运动
	早元古代(界,Pt_1)			2500				五台运动 阜平运动
太古宙(宇,Ar)	太古代(界,Ar)			4600	地球形成			

2.5.3 地方性岩石地层单位

各地区在地质历史中所形成的地层事实上是不完全相同的。地方性岩石地层划分，首先是调查岩石性质、运用确定相对年代的方法研究它们的新老关系，对岩石地层进行系统划分。岩石地层单位，或称作地方性地层单位，可分为群、组、段、层等不同级别。

① 群是岩石地层的最大单位，常常包含岩石性质复杂的一大套岩层，它可以代表一个统或跨两个统，如南京附近有象山群。群以重大沉积间断或不整合界面划分。

② 组是岩石地层划分的基本单位，其岩石性质比较单一，以同一岩相，或某一岩相为主，夹有其他岩相，或不同岩相交互构成。其中，岩相是指岩石的形成环境，如海相、陆相、潟湖相、河流相等。组可以代表一个统或比统小的年代地层单位，如南京附近有栖霞组、龙潭组等。

③ 段是组内次一级的岩石地层单位，代表组内具有明显特征的一段地层，如南京附近栖霞组分出臭灰岩段、下硅质岩段、本部灰岩段等。组不一定都划分出段。

④ 层是指段中具有显著特征，可区别于相邻岩层的单层或复层。

群、组、段的前面常冠以该地层发育地区的地名。在岩石地层层序建立的基础上通过古生物化石研究及同位素绝对年龄测定建立地方性地层表或地层柱状图。

2.5.4 我国地史概况

1. 太古代(界，Ar)

太古界主要分布于华北地区，为各类片岩、片麻岩。在冀东迁西地区发现同位素年龄为34.3亿～36.7亿年的变质岩，这是我国目前已知的最老地层。

太古代时地球上可能已有原始生物，但至今尚未发现可靠化石，太古代末有一次强烈的地壳运动，我国称之为五台运动，表现为元古界不整合覆于太古界之上，同时有花岗岩侵入。

2. 元古代(界，Pt)

元古界主要分布于华北及长江流域，此外还分布在塔里木盆地及天山、昆仑山、祁连山等地。元古界分上、下两部分：下部为下元古界，为浅变质的沉积岩或沉积-火山岩系；上部为震旦系，由未变质的砂岩、石英岩、硅质灰岩(产藻类化石)和白云岩组成。早元古代末期的地壳运动，称为吕梁运动，使震旦系与下元古界呈角度不整合接触。

3. 古生代(界，Pz)

古生代是地球上生物繁盛的时代。因此，从寒武纪开始，就可以利用古生物化石来划分地层。古生代地层主要为石灰岩、白云岩、碎屑岩等海洋环境沉积。中、上石炭统和上二叠统在一些地区含煤。二叠纪末部分地区上升成为陆地。

早古生代的地壳运动，世界上称之为加里东运动。在我国南方表现为泥盆系与前泥盆系，为角度不整合接触。二叠纪末期地壳运动影响广泛，内蒙古、天山、昆仑山都发生了

强烈褶皱上升成山，并有岩浆活动，称之为海西运动。

古生代末，海水消退，中国大陆雏形出现。

4. 中生代(界，Mz)

中生代意为“中等生物”的时代，以陆上爬行动物盛行为特征。

中生代时除南方部分地区和西藏等地为海洋环境外，我国大部分地区已成为陆地。三叠系、侏罗系都是主要含煤地层。

中生代发生了多次强烈地壳运动，主要有印支运动和燕山运动，并伴有广泛的岩浆侵入活动和火山爆发。中生代的构造活动，奠定了我国东部地质构造的基础。

5. 新生代(界，Kz)

新生代为近代生物的时代。哺乳动物和被子植物非常繁盛，新生代包括第三纪和第四纪。第三纪仅中国台湾地区和喜马拉雅地区仍被海水淹没，我国第三系主要为陆相红色碎屑岩沉积并含有丰富的岩盐。第三纪末期的地壳运动称为喜马拉雅运动，它使中国台湾地区和喜马拉雅地区褶皱上升成为山脉，并伴有岩浆活动，我国其他地区表现为断块活动。

2.6 地 质 图

地质图是把一个地区的各种地质现象，如地层、地质构造等，按一定比例缩小，用规定的符号、颜色、各种花纹、线条表示在地形图上的一种图件。一幅完整的地质图包括平面图、剖面图和综合地层柱状图，并标明图名、比例、图例和接图等。平面图反映地表相应位置分布的地质现象，剖面图反映某地表以下的地质特征，综合地层柱状图反映测区内所有出露地层的顺序、厚度、岩性和接触关系等。

2.6.1 地质图的种类

由于工作目的不同，绘制的地质图也不同，常见的地质图有以下几种。

① 普通地质图：主要表示地区地质分布、岩性和地质构造等基本地质内容的图件。一幅完整的普通地质图包括地质平面图、地质剖面图和综合地层柱状图。

② 构造地质图：用线条和符号专门反映褶曲、断层等地质构造的图件。

③ 第四纪地质图：只反映第四纪松散沉积物的成因、年代、成分和分布情况的图件。

④ 基岩地质图：假想把第四纪松散沉积物“剥掉”，只反映第四纪以前基岩的时代、岩性和分布的图件。

⑤ 水文地质图：反映地区水文地质资料的图件，可分为岩层含水性图、地下水化学成分图、潜水等水位线图、综合水文地质图等类型。

⑥ 工程地质图：为各种工程建筑专用的地质图，如房屋建筑工程地质图、水库坝址工程地质图、矿山工程地质图、铁路工程地质图、公路工程地质图、港口工程地质图、机场工程地质图等。另外，还可根据具体工程项目细分，如铁路工程地质图还可分为线路工程地质图、工点工程地质图。工点工程地质图又可分为桥梁工程地质图、隧道

工程地质图、站场工程地质图等。各工程地质图有自己的平面图、纵剖面图和横剖面图等，如图 2.42 所示。

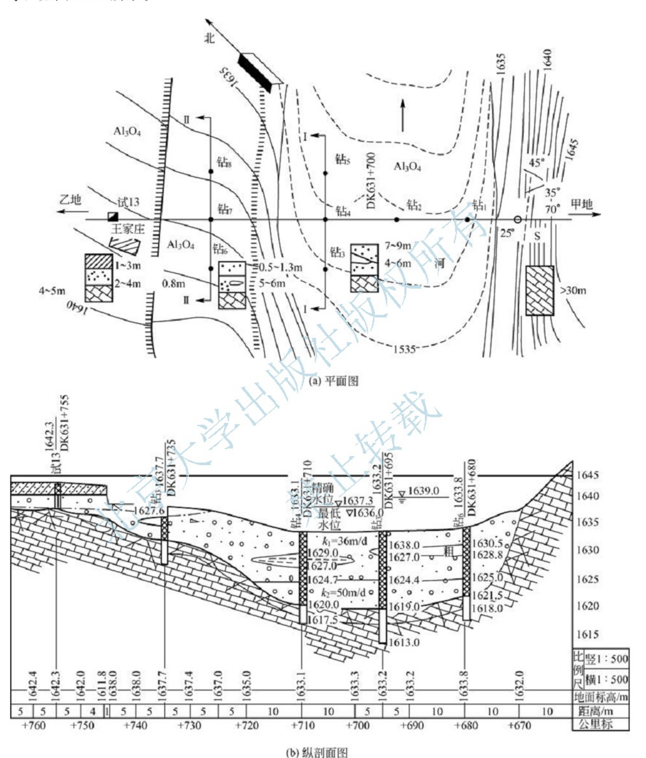


图 2.42　桥梁工程地质图

工程地质图一般是在普通地质图的基础上，增加各种与工程建筑有关的工程地质内容而成，如隧道工程地质纵剖面图上，要表示出围岩类别、地下水位和水量、岩石风化界线、节理产状、影响隧道稳定性的各项地质因素等；线路工程地质平面图上，要绘出滑坡、泥石流、崩塌落石等不良地质现象的分布情况等。

2.6.2 地质图的阅读步骤


【V字形法则阅读地质图】

1. 阅读步骤及阅读内容

地质图上内容多，线条、符号复杂，阅读时应遵循由浅入深、循序渐进的原则。一般内容及步骤如下。

① 图名、比例尺、方位：了解图幅的地理位置，图幅类别，制图精度，图上方位一般用箭头指北表示，或用经纬线表示。若图上无方位标志，则以图正上方为正北方。

② 地形、水系：通过图上地形等高线、河流径流线，了解地区地形起伏情况，建立地貌轮廓。地形起伏常常与岩性、构造有关。

③ 图例：图例是地质图中采用的各种符号、代号、花纹、线条及颜色等的说明。通过图例，可对地质图中的地层、岩性、地质构造建立起初步概念。

④ 地质内容：可按如下步骤进行。

a. 地层岩性：了解各年代地层岩性的分布位置和接触关系。

b. 地质构造：了解褶曲及断层的产出位置、组成地层、产状、形态类型、规模和相互关系等。

c. 地质历史：根据地层、岩性、地质构造的特征，分析该地区地质发展历史。

2. 读图实例

阅读资治地区地质图及1—1地质剖面图，如图2.43所示。

① 图名：资治地区地质图。

比例尺：1∶10000，图幅实际范围为1.8km×2.05km。

方位：图幅正上方为正北方。

② 地形、水系：本区有三条南北走向山脉，其中东侧山脉被支沟截断。相对高差350m左右，最高点在图幅东南侧山峰，海拔350m。最低点在图幅西北侧山沟，海拔±0.00m以下。本区有两条流向北东的山沟，其中东侧山沟上游有一条支沟及其分支沟，从北西方向汇入主沟。西侧山沟沿断层发育。

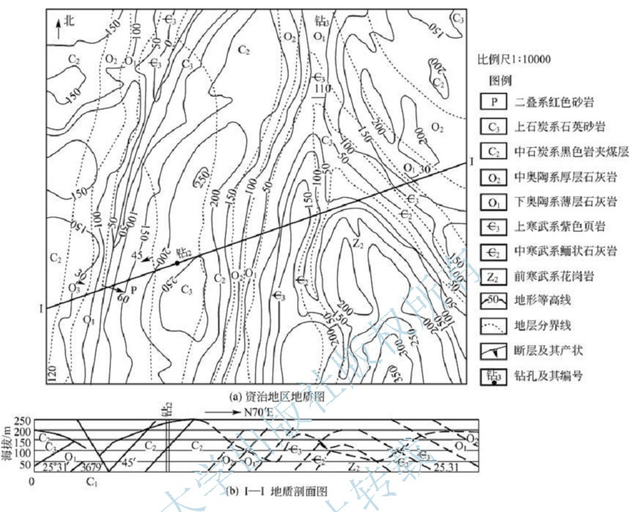
③ 图例：由图例可见，本区出露的沉积岩由新到老依次为二叠系(P)红色砂岩、上石炭系(C_3)石英砂岩、中石炭系(C_2)黑色页岩夹煤层、中奥陶系(O_2)厚层石灰岩、下奥陶系(O_1)薄层石灰岩、上寒武系(Є_3)紫色页岩、中寒武系(Є_2)鲕状石灰岩。岩浆岩有前寒武系(Z_2)花岗岩。地质构造方面有断层通过本区。

④ 地质内容。

a. 地层分布与接触关系。

前寒武系花岗岩岩性较好，分布在本区东南侧山头一带。年代较新、岩性坚硬的上石炭系石英砂岩，分布在中部南北向山梁顶部和东北角高处。年代较老、岩性较弱的上寒武系紫色页岩，则分布在山沟底部。其余地层均位于山坡上。

从接触关系上看，花岗岩没有切割沉积岩的界线，且花岗岩形成年代老于沉积岩，其接触关系为沉积接触。中寒武系、上寒武系、下奥陶系、中奥陶系沉积时间连续，地层界线彼此平行，岩层产状彼此平行，是整合接触。中奥陶系与中石炭系之间缺失了上奥陶系



(a) 资治地区地质图

(b) Ⅰ—Ⅰ 地质剖面图

图 2.43 资治地区地质图及 1—1 地质剖面图

至下石炭系的地层，沉积时间不连续，但地层界线平行、岩层产状平行，是平行角度不整合接触。中石炭系至二叠系又为整合接触关系。本区最老地层为前寒武系花岗岩，最新地层为二叠系红色砂岩。

b. 地质构造。

褶曲构造：由图 2.43 可见，图中以前寒武系花岗岩为中心，两边对称出现中寒武系至二叠系地层，其年代依次越来越新，故为一背斜构造。背斜轴线从南到北由北北西转向正北。顺轴线方向观察，地层界线封闭弯曲，沿弯曲方向凸出，所以这是一个轴线近南北并向北倾伏的背斜，此倾伏背斜两翼岩层倾向相反，倾角不等，东侧和东北侧岩层倾角较缓(30°)，西侧岩层倾角较陡(45°)，故为一倾斜倾伏背斜。轴面倾向北东东。

断层构造：本区西部有一条北北东向断层，断层走向与褶曲轴线及岩层界线大致平行，属纵向断层。此断层的断层面倾向东，故东侧为上盘、西侧为下盘。比较断层线两侧的地层，东侧地层新，故为下降盘；西侧地层老，故为上升盘。因此该断层上盘下降，下盘上升，为正断层。从断层切割的地层界线看，断层生成年代应在二叠系后。由于断层两盘位移较大，说明断层规模大。断层带岩层破碎，沿断层形成沟谷。

c. 地质历史简述。

根据以上读图分析，说明本地区在中寒武系至中奥陶系之间，地壳下降，为接受沉积

环境，沉积物基底为前寒武系花岗岩。上奥陶系至下石炭系之间，地壳上升，长期遭受风化剥蚀，没有沉积，缺失大量地层。中石炭系至二叠系之间地壳再次下降，接受沉积。这两次地壳升降运动并没有造成强烈褶曲及断层。中寒武系至中奥陶系期间以海相沉积为主，中石炭系至二叠系期间以陆相沉积为主。二叠系以后至今，地壳再次上升，长期遭受风化剥蚀，没有沉积；并且二叠系后先遭受东西向挤压力，形成倾斜倾伏背斜，后又遭受东西向拉张应力，形成纵向正断层。此后，本区就趋于相对稳定至今。

2.6.3 地质剖面图的制作

1. 选择剖面方位

剖面图主要反映图区内地下构造形态及地层岩性分布。作剖面图前，首先要选定剖面线方向。剖面线应放在对地质构造有控制性的地区，其方向应尽量垂直岩层走向和构造线，这样才能表现出图区内的主要构造形态。选定剖面线后，应标在平面图上。

2. 确定剖面图比例尺

剖面图水平比例尺一般与地质平面图一致，这样便于作图。剖面图垂直比例尺可以与平面图相同，也可以不同。当平面图比例尺较小时，剖面图垂直比例尺常大于平面图比例尺。

3. 作地形剖面图

先按确定的比例尺做好水平坐标和垂直坐标，再将剖面线与地形等高线的交点按水平比例尺铅直投影到水平坐标轴上，然后根据各交点高程，按垂直比例尺将各投影点定位到剖面图相应高程位置，最后用圆滑线连接各高程点，形成地形剖面图。

4. 作地质剖面图

一般按如下步骤进行。

① 将剖面线与各地层界线和断层线的交点，按水平比例尺垂直投影到水平轴上，再将各界线投影点铅直定位在地形剖面图的剖面线上。如有覆盖层，下伏基岩的地层界线也应按比例标在地形剖面图上的相应位置。

② 按平面图示产状换算各地层界线和断层线在剖面图上的视倾角。当剖面图垂直比例尺与水平比例尺相同时，按式(2-3)计算。

$$\tan\beta = \tan\alpha \cdot \sin\theta \qquad (2-3)$$

式中 β——垂直比例尺与水平比例尺相同时的视倾角；

α——平面图上的真倾角；

θ——剖面线与岩层走向线所夹锐角。

当垂直比例尺与水平比例尺不同时，还要按式(2-4)再换算。

$$\tan\beta' = n \cdot \tan\beta \qquad (2-4)$$

式中 β'——垂直比例尺与水平比例尺不同时的视倾角；

n——垂直比例尺放大倍数。

③ 绘制地层界线和断层线。按视倾角的角度，并综合考虑地质构造形态，延伸地形

剖面线上各地层界线和断层线，并在下方标明其原始产状和视倾角。一般先画断层线，后画地层界线。

④ 在各地层分界线内，按各套地层出露的岩性及厚度，根据统一规定的岩性花纹符号，画出各地层的岩性图案。

⑤ 最后进行修饰。在剖面图上用虚线将断层线延伸，并在延伸线上用箭头标出上、下盘运动方向。遇到褶曲时，用虚线按褶曲形态将各地层界线弯曲连接起来，以恢复褶曲形态。在作出的地质剖面上，还要写上图名、比例尺、剖面方向，绘出图例和图签，即成一幅完整的地质剖面图。在工程地质剖面图上还需画出岩石风化界线、地下水位线、节理产状、钻孔等内容，如图 2.43 所示。

2.6.4 综合地层柱状图

综合地层柱状图，是根据地质勘察资料(主要是根据地质平面图和钻孔柱状图资料)，把地区出露的所有地层、岩性、厚度、接触关系，按地层时代由新到老的顺序综合编制而成。一般有地层时代及代号、岩性花纹、地层接触类型、地层厚度、岩性描述等，如图 2.44 所示。综合地层柱状图和地质剖面图，作为地质平面图的补充和说明，通常编绘在一起，构成一幅完整的地质图。

时代	代号	柱状剖面图	层序	厚度/m	岩层描述	备注
白垩纪	K		9	8.5	黄褐色泥质石灰岩	
			8	7.0	暗灰色黏土质页岩	
侏罗纪	J		7	11.5	暗灰色泥质页岩、底部为砾岩	不整合
二叠纪	P		6	12.5	灰色硅质灰岩	
			5	5.0	白色致密砂岩	
石炭纪	C		4	15.0	淡红色厚层砾岩	
			3	10.0	薄层页岩、砂岩夹煤层、底部为砾岩	不整合
奥陶纪	O		2	12.0	灰色致密白云岩	
			1	4.5	淡黄色泥质石灰岩	

图 2.44　综合地层柱状图



知识链接

从海底升起的世界屋脊

青藏高原是世界上最高、最大、最年轻的高原，面积约 $2.5\times10^6\text{km}^2$，平均高度在4500m以上。青藏高原自北而南绵延着一列列长长的山脉。北面是广阔的昆仑山、阿尔金山和祁连山，中间是喀喇昆仑山—唐古拉山、冈底斯山—念青唐古拉山，巍峨的喜马拉雅山脉蜿蜒在西南部。



全世界共有14座超越8000m的山峰，都位于青藏高原。珠穆朗玛峰是世界最高的山峰，喜马拉雅山脉是世界上最高的山脉，而青藏高原以自己雄踞地球的风姿，得到了“世界屋脊”的称号。

世界屋脊是怎样形成的呢？在青藏高原发掘到的大量恐龙化石、三趾马化石、陆相植物化石，以及许多古海洋动植物的化石，如三叶虫、笔石、鹦鹉螺、菊石、珊瑚、苔藓虫、海胆、海百合、有孔虫和海藻等，都埋藏在层层叠叠的页岩和石灰岩层里。

这些古代海洋生物化石，把地质学家的思维带到了遥远的地质年代。在2.3亿年前，青藏高原曾经是一片长条形的海洋，跟太平洋、大西洋相通。后来，地壳发生强烈的运动，海洋消失了，形成了古生代的褶皱山系，出现了古祁连山、古昆仑山，而原来的柴达木古陆相对下陷，成为大型的内陆湖盆地。经过1.5亿年的中生代，这些高山由于长期风化剥蚀，逐渐被夷平了。那些被侵蚀下来的大量泥沙，就沉积在湖盆内。

新生代以后，又发生了地壳运动，那些古老山脉再次强烈升起，又“返老还童”似地变成了高峻的大山。在距今4000多万年前，喜马拉雅山脉区仍是一片汪洋大海。这里基本上是连续下降区，沉积了厚达万米的海相沉积岩层，埋藏了各个时代的生物。由于印度洋板块不断北移，最后和亚欧板块相撞，处在这个地区的古海受到挤压，产生褶皱，喜马拉雅山脉从海底逐渐升起，高原也跟着大幅度地隆起，成为“世界屋脊”。

喜马拉雅山脉至今还在缓慢升高中。据1862—1932年间的测量，许多地方平均每年上升18.2mm。如果按照这个速度上升，一万年以后，它将比现在还要高182m。

大地沉浮之谜

相传1831年7月7日，在地中海西西里岛西南方的海面上，蓦然间烟雾腾空，水柱冲天、火光闪闪，在一阵震耳欲聋的轰鸣，夹杂着刺耳的嘶嘶声中，从海里升起一座高出海面60m、方圆约5km的小岛，热气腾腾像个刚出笼的大馒头。英国国王立即向全世界宣布，这个新诞生的小岛是英国的领土，并命名为尤丽姬岛。谁知在3个月后，尤丽姬岛竟然不辞而别，悄悄地隐没在万顷碧波中不见了。

海岛为什么会隐而复现，现而复隐呢？这是地壳不停运动的缘故。其实，在漫长的地质史中，海洋变为陆地，陆地变为海洋，洼地隆起成山，山脉夷为平地，是屡见不鲜的。

西欧荷兰的海滨，从公元8世纪以来，一直以每年约2mm的速度下沉。现在荷兰的大部分地区已经低于海平面，若不是有坚固的堤坝来阻挡海水的入侵，这些低地早已沉入海底而不存在了。喜马拉雅山脉是世界上年轻而又高大的山脉。我国科学工作者在喜马拉雅山脉地区考察发现，这里有三叶虫、腕足类、舌羊齿等生活在浅海中的动植物化石，说明早在3000多万年以前，这里还是一片浩瀚的海洋。以后，由于地壳的运动，才隆起成为陆地。当喜马拉雅山脉刚刚露出海面来到世间的时候，只不过是个普通的山岭。近几百万年以来，它却以每一万年几十米的速度迅速升高，终于超过了其他名山古岳，获得了“世界屋脊”的称号。但它并不满足，仍以每年18.2mm的速度继续升高着！

公元前2世纪，意大利的那不勒斯海湾修建了一座名叫塞拉比斯的古庙。现在这座古庙早已倒塌，只剩下三根高达12m的大理石柱子，至今仍矗立在海滩之上。这三根柱子的上部和下部，表面都非常光滑洁净，唯有当中的一截，从高3.6m向上到6.1m的地方，坑坑洼洼，布满了海生软体动物穿石蛤所穿凿的洞穴。这是怎么回事呢？原来在2000多年前，当塞拉比斯庙修建的时候，这里还是一片陆地，以后地壳逐渐下沉，柱子的下面一

截，被海水中的泥沙和维苏威火山灰所覆盖。到了13世纪的时候，海水已淹到6m以上，海生软体动物就附着在石柱上。以后，由于地壳上升，海水逐渐退去。现在这三根柱子当中一截上的小洞穴，就成了那不勒斯海湾历经沧桑的标志。

在沧桑巨变的史册中，关于大西洲是否真的存在的问题，还是一个有待我们解开的千古之谜。

古希腊著名的哲学家兼数学家柏拉图(公元前427—前347年)曾在他的两篇对话著作中，详细地记载着一个传说：大约距当时9000年前，大西洋中有一个非常大的岛屿，叫大西洲。那里气候温和，森林茂密，奇花异草，景色万千，还盛产黄金。岛上有个文化相当发达的强国，由十个酋长统治着，每隔十年聚会一次，共商国家大事，各国都有一座富丽堂皇的宫殿，建筑在山顶之上。这个国家不仅统治着附近的岛屿，而且还支配着对岸大陆上的一些地方。它凭着自己强大的经济和军事力量，曾经对欧洲和非洲发动过侵略战争，其势力范围直达北非的埃及和欧洲的某些地区。后来，由于发生了一次强烈的地震，仅在一天一夜之间，大西洲就沉没到大西洋底。

不管是喜马拉雅山脉的崛起，还是尚未解开的大西洲之谜，都说明沧海会变成桑田，桑田也会变成沧海的客观规律。沧桑巨变的原因，主要是地壳不停运动的结果。由于地壳的运动，某些地区的陆地沉降或者抬升，引起周围海面的变化；由于地壳的运动，某些地区的海面上升或者后退，引起陆地的沉浮。时间老人告诉我们，地壳运动是缓慢的，地质历史是漫长的。沧桑巨变，从地球诞生以来，从来就没有停止过，今天依然存在，将来也一定不会终止。

资料来源：龙海云. 世界未解之谜系列丛书［M］. 北京：京华出版社，2005.

本章小结

（1）地质构造是地壳运动的产物，涉及的范围包括地壳及上地幔上部即岩石圈，水平方向的构造运动使岩块相互分离裂开或是相向聚汇，发生挤压、弯曲或剪切、错开；垂直方向的构造运动则使相邻块体做差异性上升或下降。构造变动在岩层和岩体中遗留下来的各种构造形迹，如岩层褶曲、断层等，称为地质构造。

（2）岩层的产状用岩层层面的走向、倾向和倾角三个产状要素来表示，岩层按其产状可分为水平岩层、倾斜岩层和直立岩层。产状要素的记录一般有两种方法，即象限角法和方位角法。

（3）岩层的弯曲现象称为褶皱。褶皱构造中任何一个单独的弯曲都称为褶曲，褶曲有背斜和向斜两种基本形式。褶曲一般包括的要素有核部、翼部、轴面、轴线、枢纽、脊线、槽线。

（4）断裂构造是岩层受构造运动作用，当所受的构造应力超过岩石强度时，岩石连续完整性遭到破坏，产生断裂。按照断裂后两侧岩层沿裂面有无明显的相对位移，又分为节理和断层两种类型。

（5）节理是广泛发育的一种地质构造，可按成因、力学性质、与岩层产状的关系和张开程度等分类。

（6）断层按上、下两盘相对运动方向可分为正断层、逆断层、平移断层；按断层面产状与岩层产状的关系可分为走向断层、倾向断层、斜向断层；按断层面走向与褶曲轴走向的关系可分为纵断层、横断层、斜断层；按断层力学性质可分为压性断层、张性断层、扭性断层。

（7）活断层也称活动断裂，指现今仍在活动或者近期有过活动、不久的将来还可能活动的断层。活断层可使岩层产生错动位移或发生地震，会对工程建筑造成很大的危害。在活断层发育地区进行建筑时，必须对场址选择与建筑物形式和结构设计等方面进行慎重的研究。

（8）绝对年代法主要是通过测定地层中的放射性同位素年龄，从而确定地层形成时的准确时间，依次排列出各地层新老关系的方法。相对年代法是通过比较各地层的沉积顺序、古生物特征和地层接触关系来确定其形成先后顺序的一种方法。

（9）地质图是把一个地区的各种地质现象，如地层、地质构造等，按一定比例缩小，用规定的符号、颜色和各种花纹、线条等表示在地形图上的一种图件。一幅完整的地质图，包括平面图、剖面图和综合地层柱状图，并标明图名、比例、图例等。

思考题

1. 什么是岩层的产状？产状三要素是什么？岩层产状是如何测定和表示的？
2. 如何识别褶皱并判断其类型？
3. 地形倒置现象是如何产生的？
4. 如何区别张节理与剪节理？
5. 节理按成因分为几种类型？在野外如何判别节理的发育程度？
6. 断裂构造对工程有何影响？在野外如何识别断层的存在？
7. 什么是活断层？它具有哪些特性？
8. 什么是相对地质年代？什么是绝对地质年代？地层的相对地质年代是怎样确定的？
9. 什么是地质图？地质图的基本类型有哪些？



第3章 水的地质作用

教学目标

通过本章学习，应达到以下目标。

(1) 掌握地表水和地下水的概念、类型及其分布规律。

(2) 掌握上层滞水、潜水、承压水的形成及其主要工程特征。

(3) 正确认识和理解地下水与工程的关系。

教学要求

知识要点	掌握程度	相关知识
地表水的地质作用	(1) 掌握第四系沉积物的主要成因类型及工程性质 (2) 了解河流的侵蚀和淤积作用特征 (3) 熟悉海岸地貌的形成与防护措施	(1) 暂时流水的地质作用 (2) 河流的地质作用 (3) 海岸带的地质作用
地下水的地质作用	(1) 掌握上层滞水、潜水、承压水的特点 (2) 掌握地下水水质划分标准和侵蚀性	(1) 地下水的基本类型 (2) 地下水对工程的影响



基本概念

淋滤作用、洗刷作用、冲刷作用、残积层、坡积层、洪积层、阶地、下蚀作用、侧蚀作用、上层滞水、潜水、承压水、水的硬度、矿化度。

在自然界中，水有气态、液态和固态三种不同的状态，它们存在于大气、地球表面和地下土石的孔隙、裂隙或空洞中，可分别称为大气水、地表水和地下水。

自然界中这三种状态的水之间有着密切的联系。在太阳辐射能的作用下，地表水经过蒸发和生物蒸腾作用可以变成水蒸气，上升到大气中，随气流移动。在适当的条件下，水蒸气凝结成雨、露、雪、冰雹等降落到地面，这个过程称为大气降水。降落到地面的水，一部分沿着地面流动，汇入江河湖海，称为地表水；另一部分则渗入地下，称为地下水。地下水沿着地下土石的孔隙、裂隙或空洞流动，在条件适合时，以泉水的形式流出地表或由地下直接流入海洋。大气水、地表水和地下水之间这种不间断的运动和相互转化，称为自然界中水的循环。

根据资料，地球总水量大约为 $1.454327\times10^{9}km^{3}$，水的质量占地球总质量的0.024%。如果地球表面完全没有起伏，则将被一层深为2745m的海水覆盖。实际上，地球表面起伏很大，使29.2%的地面露在水面上，其余70.8%的地面处于水下。

水是一切有机物的生长要素，海洋是生命的起源地。水既是一种人类生活和生产不可或缺的重要资源，又是一种重要的地质作用动力，它促使地表形态和地壳表层物质的物理性质和化学成分不断发生变化。我国目前正在大规模地进行工程建设，因此必须充分发挥水对工程建设的有利作用，防治水的有害影响，这也是学习本章的目的。

3.1　地表水的地质作用

3.1.1　概述

在大陆上有两种地表水：一种是时有时无的季节性和间歇性流水，如雨水及山洪急流，它们只在降水或积雪融化时产生，称为暂时流水；另一种是终年流动不息的流水，如河水、江水等，称为长期流水。

地表水的地质作用主要包括侵蚀作用、搬运作用和沉积作用。

① 地表水对坡面的洗刷作用及对沟谷和河谷的冲刷作用，均不断地使原有地面遭到破坏，这种破坏作用称为侵蚀作用。侵蚀作用造成地面大量水土流失、冲沟发育，引发沟谷斜坡滑塌、河岸坍塌等各种不良地质现象和工程地质问题。山区公路或铁路多沿河流布设，修建在河谷斜坡和河流阶地上，因此，研究地表水的侵蚀作用就显得十分重要。

② 地表水把地面被破坏的破碎物质带走的作用，称为搬运作用。搬运作用使原有破碎物质覆盖的新地面暴露出来，为新地面的进一步破坏创造了条件。在搬运过程中，被搬运物质会加剧对沿途地面的侵蚀。同时，搬运作用为沉积作用提供了物质条件。

③ 当地表水流速降低时，部分物质不能被继续搬运而沉积下来，这种作用称为沉积作用。沉积作用是地表水对地面的一种建设作用，如形成某些最常见的第四系沉积层。

第四系沉积层是指现代沉积的松散物质。从粒度成分看，其包括块石、碎石、砾石、卵石、各种砂和黏性土。由于第四系沉积层形成原因不同，如有风成的、海成的、湖成的、冰川形成的和地表流水形成的等（被称为土的成因分类），所以它们各有各的特征。此外，第四系沉积层生成年代最新，处于地壳的最表层。工程建筑如果修筑在广阔的平原上，可能只会遇到第四系沉积层而遇不到任何岩石。而在山区进行工程建设，

虽然经常遇到岩石，但也不可能完全避开第四系沉积层。本章要求掌握四种最常见的第四系沉积层（即残积层、坡积层、洪积层及冲积层）的形成过程及其工程地质特性。

3.1.2 暂时流水的地质作用

暂时流水是大气降水后短暂时间内在地表形成的流水，因此雨季是它发挥作用的主要时期，特别是强烈的集中暴雨后，它的作用特别显著，往往造成较大灾害。

1. 淋滤作用及残积层(Q^{el})

在大气降水渗入地下的过程中，渗流水不但能把地表附近的细屑破碎物质带走，还能把周围岩石中易溶解的成分带走。经过渗流水的这些物理和化学作用后，地表附近岩石逐渐失去其完整性、致密性，残留在原地又不易溶解的松散物质则未被冲走，这个过程称为淋滤作用。残留在原地成层地覆盖在地表的松散破碎物质，称为残积层。残积层向上逐渐过渡为土壤层，向下逐渐过渡为半风化岩石和新鲜基岩。碎屑物由地表向深处由细变粗是残积层最重要的特征。

残积层不具有层理，粒度和成分受气候条件和母岩岩性控制。在干旱或寒冷地区，化学风化作用微弱而以物理风化作用为主，岩石风化产物多为棱角状的砂、砾等粗碎屑物质，其中缺少黏土类矿物。在垂直剖面上，上部碎屑的粒径较小，向下逐渐变粗大。在半干旱地区，除物理风化作用外，尚有化学风化作用，残积物中常形成黏土矿物、铁的氢氧化物，以及钙、镁的碳酸盐和石膏等。在气候潮湿地区，化学风化作用活跃，物理风化作用不发育，残积层主要由黏土矿物组成，厚度也相应增大。在气候湿热地区，残积层中除有黏土矿物外，铝土矿和铁的氢氧化物含量也较高，常为红色。

残积层成分与母岩关系密切。花岗岩的残积物中常含有由长石分解的黏土矿物，而石英则破碎为细砂。石灰岩的残积物往往称为红黏土。碎屑沉积岩的残积物外观上变化不大，仅恢复其未固结前的松散状态。

残积层的厚度往往与地形条件有关，在陡坡和山顶部位常被侵蚀而厚度较小，平缓的斜坡和山谷低洼处则因不易被侵蚀而厚度较大。

残积层表部土壤孔隙率大、压缩性高、强度低；而残积层下部常常是夹有碎石或砂粒的黏性土或是被黏性土充填的碎石土、砂砾土，其强度较高。

2. 洗刷作用及坡积层(Q^{dl})

雨水降落到地面或覆盖地面的积雪融化时形成的地表水，其中一部分被蒸发，一部分渗入地下，剩下的部分在沿斜面流动时不断分散，形成无数股网状细小的流水，被称为坡面细流。坡面细流从高处沿着斜坡向低处缓慢地流动，时而冲刷、时而沉积，不断地把坡面上的风化岩屑和黏土物质洗刷到山坡坡脚处，这个过程称为洗刷作用。在坡脚处形成的新的沉积层称为坡积层（图 3.1）。可以看出，坡面细流的洗刷作用，一方面对山坡地貌起着逐渐变缓的作用，对坡面地貌形态的发展产生影响；另一方面伴随产生的松散堆积物，形成坡积层。

在一定的气候条件下，坡面细流的洗刷作用的强度和规模与山坡的岩性、风化程度和坡面植被的覆盖程度有关，一般在缺少植物的土质山坡或风化严重的软弱岩质山坡上洗刷作用比较显著。

由坡面细流的洗刷作用形成的坡积层，是山区公路勘测设计中经常遇到的第四系陆相沉积物中的一种类型，它顺着坡面沿山坡的坡脚或山坡的凹坡呈缓倾斜裙状分布，在地貌上称为坡积裙。坡积层的厚度，由于碎屑物质的来源、下伏地貌及堆积过程的不同，变化很大，一般是中下部较厚，向山坡上部逐渐变薄以至尖灭。

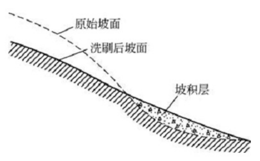


图 3.1　坡积层示意

坡积层可以分为山地坡积层和山麓平原坡积层两个亚组：山地坡积层一般以亚黏土夹碎石为主；而山麓平原坡积层则以亚黏土为主，夹有少量的碎石。在我国北方干旱、半干旱地区的山麓平原坡积物，常具有黄土状土的某些特征。

坡积层物质未经长途搬运，碎屑棱角明显，分选性差，通常都是天然孔隙度很高的含有棱角状碎石的亚黏土。与残积层不同的是，坡积层的组成物质经过了一定距离的搬运，由于间歇性的堆积，可能有一些不太明显的倾斜层理，同时与下伏基岩没有成因上的直接联系。

除下伏基岩顶面的坡度平缓者外，坡积层多处于不稳定状态。实践证明，山区傍坡路线挖方边坡稳定性的破坏，大部分是在坡积层中发生的。影响坡积层稳定性的因素，概括起来主要有以下三个方面：①下伏基岩顶面的倾斜程度；②下伏基岩与坡积层接触带的含水情况；③坡积层本身的性质。

当坡积层的厚度较小时，其稳定程度首先取决于下伏基岩顶面的倾斜程度，当下伏基岩顶面与坡积层的倾斜方向一致且坡度较大时，尽管地面坡度很缓，也易于发生滑动。山坡或河谷坡上的坡积层的滑动，经常是沿着下伏基岩顶面发生的。

当坡积层与下伏基岩接触带有水渗入而变得软弱湿润时，将显著减小坡积层与下伏基岩顶面的摩擦阻力，更容易引起坡积层发生滑动。坡积层内的挖方边坡在久雨之后容易产生塌方，水的作用是一个带有普遍性的原因。

由于坡积层的孔隙度一般都比较高，特别是在黏土颗粒含量高的坡积层中，随着雨季含水量的增加，不仅增加了坡积层的自重，而且降低了坡积层的抗剪强度，因而使坡积层的稳定性大为降低。以粗碎屑为主组成的坡积层，其稳定性受水的影响一般不像黏土颗粒那样显著。

3. 冲刷作用及洪积层(Q^{pl})

在山区由暂时性的暴雨或山坡上的积雪急剧融化所形成的坡面流水汇集于沟谷中，在较短时间内形成流量大、流速高的水流，称为山洪急流。山洪急流也常称为洪流。

洪流沿沟谷流动时，由于集中了大量的水流，沟底坡度大，流速快，因而拥有巨大的动能，对沟谷的岩石有很大的破坏力。洪流以其自身的水力和携带的砂石，对沟底和沟壁进行冲击和磨蚀，这个过程称为洪流的冲刷作用。由洪流冲刷作用形成的沟底狭窄、两壁陡峭的沟谷称为冲沟。冲刷下来的碎屑物质被带到山麓平原或沟谷口堆积下来，形成洪积层。

(1) 冲沟

在西北和黄土高原地区，冲沟的形成和发展对公路等工程的建筑条件有重大的影响。



【冲沟形成的条件】

如陕北的绥德、吴旗，陇东的庆阳、宁县，冲沟系统规模之大、切割之深、发展之快，均为其他地区所罕见。以绥德韭园沟地区为例，该地区在仅仅 58.2km^2 的面积内，大小冲沟总长度达 203.9km，平均每平方千米内就有冲沟 3.47km 长。冲沟使地形变得支离破碎，路线布局往往受到冲沟的控制，不仅增加了路线长度、跨沟工程和工程费用，而且经常由于冲沟的不断发展，截断路基，中断交通，或者由于洪积物掩埋道路，淤塞涵洞，影响正常交通。

冲沟的发展是以溯源侵蚀的方式由沟头向上逐渐延伸扩展的。在厚度很大的均质土分布地区，冲沟的发展大致可以分为以下四个阶段。

① 冲槽阶段。坡面径流局部汇流于凹坡，开始沿凹坡发生集中冲刷，形成不深的切沟。沟床的纵剖面与斜坡剖面基本一致，如图 3.2(a)所示。在此阶段，只要填平沟槽，注意调节坡面流水不再汇注，种植草皮保护坡面，即可使冲沟不再发展。

② 下切阶段。由于冲沟不断发展，沟槽汇水量增大，沟头下切，沟壁坍塌，使冲沟不断向上延伸并逐渐加宽。此时的沟床纵剖面与斜坡剖面已不一致，开始出现悬沟陡坎，如图 3.2(b)所示，在沟口平缓地带开始有洪积物堆积。在冲沟发育地带进行公路勘测时，路线应避免从处于下切阶段的冲沟顶部或靠近沟壁的地带通过。否则，除进行一般性的防治外，为防止冲沟进一步发展而影响路基稳定，必须采取积极的工程防治措施，如加固沟头、铺砌沟底、设置跌水及加固沟壁等。

③ 平衡阶段。悬沟陡坎已经消失，沟床已下切拓宽，形成凹形平缓的平衡剖面，冲刷逐渐削弱，沟底开始有洪积物沉积，如图 3.2(c)所示。在此阶段，应注意冲沟发生侧蚀并加固沟壁。

④ 休止阶段。沟头溯源侵蚀结束，沟床下切基本停止，沟底有洪积物堆积［图 3.2(d)］，并开始有植物生长。处于休止阶段的冲沟，除地形上的考虑外，对公路工程已无特殊的影响。

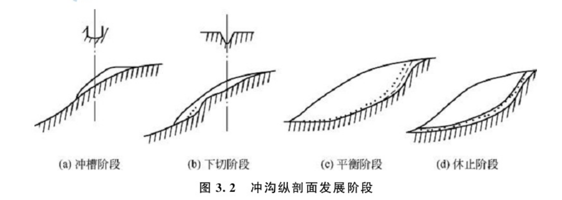


图 3.2　冲沟纵剖面发展阶段

冲沟发展的上述阶段，是在厚层均质土层中（如黄土层中）冲沟发展的一般情况。发育在非均质土层，残积、坡积、洪积等松散堆积层中的冲沟，其发展情况除受堆积物的性质、结构和厚度的影响外，还受下伏地面的岩性、产状条件的影响，不一定能划分出上述四个阶段，也不一定会形成平衡剖面。因此，在实践中分析冲沟的发展情况，评价冲沟对建筑物可能产生的影响时，应结合冲沟的地质情况和所处的自然地理条件进行具体分析。

(2) 洪积层


【洪积层的特征】

洪积层是由山洪急流搬运的碎屑物质组成的。当山洪急流夹带大量的泥沙、石块流出沟口后，由于沟床纵坡变缓，地形开阔，流速降低，搬运能力骤然降低，所以携带的石块、岩屑、砂砾等粗大的碎屑先在沟口堆积下来，较细的泥沙继续随水搬运，多堆积在沟口外围一带。由于山洪急流的长期作用，在沟口一带就形成了扇形展布的堆积体，在地貌上称为洪积扇。洪积扇的规模逐年增大，有时与相邻沟谷形成的洪积扇相互连接起来，形成规模更大的洪积裙或洪积冲积平原。

洪积层是第四系陆相堆积物中的一种类型，洪积层有以下主要特征。

① 组成物质分选不良，粗细混杂，碎屑物质多带棱角，磨圆度不佳。

② 具有不规则的交错层理、透镜体、尖灭及夹层等。

③ 由于周期性的干燥，常含有可溶盐类物质，在土粒和细碎屑间，往往形成局部的软弱结晶联结，但遇水作用后，联结就会被破坏。

洪积层主要分布在山麓坡脚的沟谷出口地带及山前平原，从地形上看，是有利于工程建设的。图 3.3 所示为山前洪积扇剖面图。由于洪积物在搬运和沉积过程中的某些特点，规模很大的洪积层一般可划分为三个工程地质条件不同的地段：靠近山坡沟口的粗碎屑沉积地段，洪积层孔隙比大、透水性强，地下水埋藏深，压缩性小，承载力比较高，是良好的天然地基；洪积层外围的细碎屑沉积地段，如果在沉积过程中受到周期性的干燥，黏土颗粒发生凝聚并析出可溶盐分，则洪积层的结构颇为结实，承载力也是比较高的；在上述两个地段之间的过渡带，因为常有地下水溢出，水文地质条件不良，对工程建设不利。

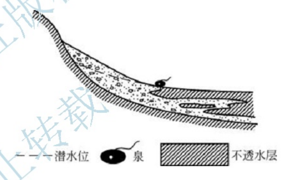


图 3.3 山前洪积扇剖面图

由上述情况可以看出，洪积层的工程地质性质，是影响公路构筑物建筑条件的重要因素之一。但各种因素中影响最大的，还是山洪急流对路基的直接冲刷和洪积物掩埋路基、淤塞桥涵造成的种种损害问题。

3.1.3 河流的地质作用

我国是多河流的国家，我国著名的四大河流——长江、黄河、黑龙江和珠江，其流域总面积近 $4\times10^6\,km^2$，占我国国土面积的40%以上。我国幅员辽阔，地形高差大，各地自然环境条件相差悬殊，使得我国河流具有区域性特点及一条河流不同区段上的复杂性和多变性。

河流在地面上是沿着狭长的谷底流动的，这个谷底称作河谷。河谷在平面上呈线性分布，在横剖面上一般近似为 V 形。河谷通常由以下几个要素组成：常年有水流动的部分称为河床，又称河槽；河床两旁的平缓部分称为谷底，谷底一般地势比较平坦，其宽度为两侧谷

坡坡麓之间的距离；谷底以上的斜坡称为谷坡；谷坡与谷底交接处称为谷麓。图3.4所示为河流要素示意。

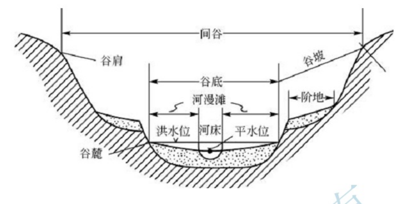


图3.4　河流要素示意

1. 河水的能量

河水沿着河床流动时具有一定的动能E，其计算式为

$$E=\frac{1}{2}Qv^2 \tag{3-1}$$

式中　Q——河水的流量，m^3/s；

　　v——河水的流速，m/s。

可见动能的大小取决于河水的流量和河水的流速。

河水在流动的过程中，消耗的能量主要表现在：①克服阻碍流动的各种摩擦力，如河水与河床之间的摩擦力、河水水流本身的黏滞力等；②搬运水流携带的泥沙等物质。假设这两部分消耗的总能量为E'。

当$E>E'$时，多余的能量将会对河床产生侵蚀作用。

当$E=E'$时，河水仅起到维持本身运动和搬运水流中泥沙的作用。

当$E<E'$时，河水携带的物质将有一部分沉积下来，即产生沉积作用。

河流的侵蚀作用、搬运作用和沉积作用在整条河流上同时进行，相互影响。在河流的不同段落上，三种作用进行的强度并不相同，常以某一种作用为主。

2. 河流的侵蚀、搬运和沉积作用

(1) 河流的侵蚀作用

河水在流动的过程中不断加深和拓宽河床的作用，称为河流的侵蚀作用。按其作用的方式，可分为化学溶蚀和机械侵蚀两种。化学溶蚀是指河水对组成河床的可溶性岩石不断进行化学溶解，使之逐渐随水流失的过程。河流的溶蚀作用在石灰岩、白云岩等可溶性岩类分布地区比较显著。此外，如河水对其他岩石中的可溶性矿物发生溶解，使岩石的结构松散破坏，则有利于机械侵蚀作用的进行。机械侵蚀作用包括流动的河水对河床组成物质的直接冲蚀和夹带的砂石等固体物质对河床的磨蚀。机械侵蚀在河流的侵蚀作用中具有普遍意义，它是山区河流的一种主要侵蚀方式。



【河流的侵蚀作用】

河流的侵蚀作用，按照河床不断加深和拓宽的发展过程，可分为下蚀作用和侧蚀作

用。下蚀作用和侧蚀作用是河流侵蚀统一过程中相互制约和相互影响的两个方面，不过在河流的不同发展阶段，或同一条河流的不同部分，由于河水动力条件的差异，不仅下蚀作用和侧蚀作用所显示的优势会有明显的差异，而且河流的侵蚀和沉积优势也会有显著的差别。

① 下蚀作用。河水在流动过程中使河床逐渐下切加深的作用，称为河流的下蚀作用。河水夹带的固体物质对河床的机械破坏，是使河流下蚀的主要因素。其作用强度取决于河水的流速和流量，同时与河床的岩性和地质构造有着密切的关系。河水的流速和流量越大，下蚀作用的能量也越大。如果组成河床的岩石坚硬且无构造破坏现象，则会抑制河水对河床的下切速度；反之，如果组成河床的岩石岩性松软或受到构造作用的破坏，则下蚀作用易于进行，河床下切过程加快。

下蚀作用使河床不断加深，切割成槽形凹地，形成河谷。在山区，河流的下蚀作用强烈，可形成深而窄的峡谷，如金沙江虎跳峡谷深达 3000m，长江三峡谷深达 1500m，滇西北的金沙江河谷平均每千年下蚀 60cm，美国科罗拉多大峡谷平均每千年下蚀 40cm。

河流的侵蚀过程总是从河的下游逐渐向河源方向发展的，这种溯源推进的侵蚀过程称为溯源侵蚀。分水岭不断遭到剥蚀切割、河流的长度不断增加、河流的袭夺现象等，都是河流溯源侵蚀的结果。

河流的下蚀作用并不会无止境地继续下去，而是有它自己的基准面。因为随着下蚀作用的发展，河床不断加深，河床的纵坡逐渐变缓，流速降低，侵蚀能量削弱，达到一定的基准面后，河流的侵蚀作用将趋于消失。河流下蚀作用消失的平面，称为侵蚀基准面。流入主流的支流，基本上以主流的水面为其侵蚀基准面；流入湖泊、海洋的河流，则以湖面或者海平面为其侵蚀基准面。大陆上的河流绝大部分都流入海洋，而且海洋的水面也比较稳定，所以又把海平面称为基本侵蚀基准面。

② 侧蚀作用。河流以携带的泥沙、砾石为工具，并以自身的动能和溶解力对河床两岸的岩石进行侵蚀，使河谷加宽的作用称为侧蚀作用。河流的中下游及平原区的河流，由于河床坡度较为平缓，侧蚀作用占主导地位。河水在运动过程中横向环流的作用，经常促使河流产生侧蚀。此外，如河水受支流或支沟排泄的洪积物及其他重力堆积物的障碍顶托，会导致主流流向发生改变，从而对河岸产生局部冲刷，这也是一种在特殊条件下产生的河流侧蚀现象。在天然河道上能形成横向环流的地方很多，但在河湾部分最为显著，如图 3.5(a)所示。当运动的河水进入河湾后，由于受离心力的作用，表层流束会以很大的流速冲向凹岸，对凹岸产生强烈冲刷，凹岸岸壁不断坍塌后退，并将冲刷下来的碎屑物质由底层流束带向凸岸并堆积下来。图 3.5(b)所示为河曲处横向环流断面图。由于横向环流的作用，凹岸不断受到强烈冲刷，凸岸不断发生堆积，结果使河湾的曲率增大；同时，受纵向流的影响，河湾逐渐向下游移动，因而导致河床发生“平面摆动”。这样天长日久，整个河床就因河水的侧蚀作用逐渐拓宽。

沿河布设的公路，往往由于河流的水位变化及侧蚀作用，导致路基发生水毁现象，特别是在河湾凹岸地段最为显著。因此，在确定路线具体位置时，必须加以注意。由于在河湾部分横向环流作用明显加强，容易发生塌岸，并产生局部剧烈冲刷和堆积作用，河床容易发生“平面摆动”，因此会对桥梁建筑产生不利影响。

由于河流侧蚀作用的不断发展，河流一个河湾接着一个河湾，并使河湾的曲率越来越

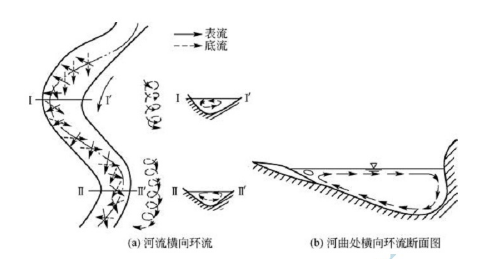


图 3.5　横向环流示意

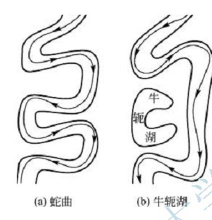


图 3.6　蛇曲与牛轭湖

大，河流的长度越来越长，结果使河床的比降逐渐减小，流速不断降低，侵蚀能量逐渐削弱，直至常水位时已无能量继续发生侧蚀作用为止。这时河流所特有的平面形态，称为蛇曲[图 3.6(a)]。有些处于蛇曲形态的河湾，彼此之间十分靠近，一旦流量增大，可能会截弯取直，流入新开拓的局部河道，而残留的原河湾的两端因逐渐淤塞而与原河道隔离，形成状似牛轭的静水湖泊，称为牛轭湖[图 3.6(b)]。最后，由于主要承受淤积，牛轭湖逐渐成为沼泽，以至消失。

上述河湾的发展和消亡过程，一般只在平原区的某些河流中出现。这是因为河流的发展既受河流动力特征的影响，也受地区岩性和地质构造条件的制约，此外与河流夹沙量也有一定的关系。在山区，由于河床岩性以石质为主，所以河湾的发展过程极为缓慢。

下蚀作用和侧蚀作用是河流侵蚀作用两个密切联系的方面，在河流下蚀作用与侧蚀作用的共同作用下，河床被不断地加深和拓宽。由于各地河床的纵坡、岩性、构造等的不同，两种作用的强度也不同，或以下蚀作用为主，或以侧蚀作用为主。如果河流只进行下蚀作用，或以下蚀作用为主，则河谷横断面呈 V 形。如果河流只进行侧蚀作用，或以侧蚀作用为主，则河谷横断面呈 U 形，谷底宽平。如下蚀作用与侧蚀作用等量进行，则河谷横断面多不对称。由于河水流动具有紊流的性质，是由纵流与横向环流组合而成的呈螺旋状流束流动的，流速大时纵流占优势，流速小时横向环流占优势。一般在河流的中下游、平原区的河流或处于老年期的河流等处，由于河湾增多，纵坡变小，流速降低，横向环流的作用相对增强，河流的侵蚀作用以侧蚀作用为主；在河流的上游，由于河床纵坡大、流速大，纵流占主导地位，河流的侵蚀作用以下蚀作用为主。

(2) 河流的搬运作用

河流在流动过程中夹带沿途冲刷侵蚀下来的物质(如泥沙、石块)离开原地的移动作用，称为搬运作用。河流的侵蚀和沉积作用，在一定意义上都是通过搬运过程来进行的。河水搬运能量的大小，决定于河水的流量和流速，在一定的流量条件下，流速是影响搬运

能量的主要因素。河流搬运物的粒径 d 与水流流速 v 的平方成正比，即 $d \propto v^2$。

河流搬运的物质，主要是谷坡洗刷、崩落、滑塌下来的产物和冲沟内洪流冲刷出来的产物，其次是河流侵蚀河床的产物。

流水搬运的方式有物理搬运和化学搬运两大类。物理搬运的物质主要是泥沙、石块，化学搬运的物质则是可溶解的盐类和胶体物质。根据流速、流量及泥沙、石块的大小不同，物理搬运又可分为悬浮式、跳跃式和滚动式三种方式。

① 悬浮式搬运的主要物质是颗粒细小的砂和黏性土，悬浮于水中或水面，顺流而下。例如，黄河中大量黄土颗粒主要是悬浮式搬运。悬浮式搬运是河流搬运的重要方式之一，它搬运的物质数量最大，如黄河每年的悬浮搬运量可达 6.72×10^8 t，长江每年的悬浮搬运量为 2.58×10^8 t。

② 跳跃式搬运的物质一般为块石、卵石和粗砂，它们有时被急流、涡流卷入水中向前搬运，有时则被缓流推着沿河底滚动。

③ 滚动式搬运的主要物质是巨大的块石、砾石，它们只能在水流强烈冲击下，沿河底缓慢向下游滚动。

化学搬运的距离最远，水中各种离子和胶体颗粒多被搬运到湖、海盆地中，当条件适合时，在湖、海盆地中产生沉积。

河流在搬运过程中，随着流速逐渐减小，被携带物质按其大小和质量陆续沉积在河床中，上游河床中沉积物颗粒较粗大，越向下游沉积物颗粒越细小；从河床断面上看，当流速逐渐减小时，粗大颗粒先沉积下来，细小颗粒后沉积，覆盖在粗大颗粒之上，从而在垂直方向上显示出层理。在河流平面上和断面上，沉积物颗粒大小的这种有规律的变化，称为河流的分选作用。另外，在搬运过程中，被搬运物质与河床之间、被搬运物质互相之间，都不断发生摩擦、碰撞，从而使原来有棱角的岩屑、碎石逐渐被磨去棱角而呈浑圆形状，成为在河床中常常见到的砾石、卵石和砂，它们都具有一定的磨圆度。这种作用称为河流的磨蚀作用。良好的分选性和磨圆度是河流沉积物区别于其他成因沉积物的重要特征。

(3) 河流的沉积作用与冲积层(Q^{al})


【河流的沉积作用】

河流在运动过程中，能量不断受到损失，当河水夹带的泥沙、砾石等搬运物质超过了河水的搬运能力时，被搬运的物质便在重力作用下逐渐沉积下来，这种作用称为沉积作用。河流的沉积物称为冲积层。河流沉积物几乎全部是泥沙、砾石等机械碎屑物，而化学溶解的物质多在进入湖盆或海洋等特定的环境后才开始发生沉积。

冲积层的特点从河谷单元来看，可以分为两大部分：河床相与河漫滩相。河床相沉积物颗粒较粗。河漫滩相沉积物下部为河床相沉积物，颗粒粗；表层为洪水期沉积物，颗粒细，以黏土、粉土为主。这样由两种不同特点的沉积层组成的结构称为“二元结构”。

从河流纵向延伸来看，由于在不同地段流速降低的情况不同，各处形成的沉积层也具有不同的特点，基本上可分为四大类型段。

① 在山区，河床纵坡陡、流速大，侵蚀能力较强，沉积作用较弱。河床冲积层多以巨砾、卵石和粗砂为主。

② 当河流由山区进入平原时，流速骤然降低，大量物质沉积下来，形成冲积扇。冲积扇的形状和特征与前述洪积扇相似，但冲积扇规模较大，冲积层的分选性及磨圆度更高。例如，北京及其附近广大地区就位于永定河冲积扇上。冲积扇还常分布在大山的山麓地带，如祁连山北麓、天山北麓和燕山南麓的大量冲积扇。如果山麓地带几个大冲积扇相互连接起来，则形成山前倾斜平原。在山前，河流沉积常与山洪急流沉积共同进行，因此山前倾斜平原也常称为冲洪积平原。

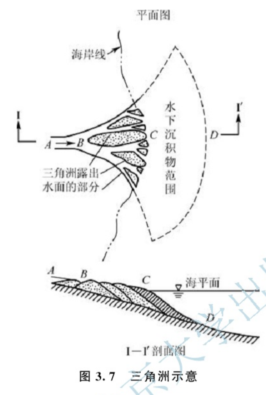


图 3.7　三角洲示意

③ 在河流中下游，细小颗粒的沉积物组成广大的冲积平原，如黄河下游、海河及淮河的冲积层构成的华北大平原。冲积平原也常分布有牛轭湖相沉积，如江汉平原。

④ 在入海的河口处，河流流速几乎降到零，河流携带的泥沙绝大部分都要沉积下来。若河流沉积下来的大量泥沙被海流卷走，或河口处地壳下降的速度超过河流泥沙量的沉积速度，则这些沉积物不能保留在河口或不能露出水面，这种河口则形成港湾。例如，我国南方钱塘江河口处，由于海流和潮汐作用强烈，不能形成冲积层，而成为港湾。更多的情况是大河河口都能逐渐积累冲积层，它们在水面以下呈扇状分布，扇顶位于河口，扇缘则伸入海中，冲积层露出水面的部分形如一个顶角指向河口的倒三角形，故称河口冲积层为三角洲，如图 3.7 所示。三角洲的内部构造与洪积扇、冲积扇相似——下粗上细，即近河口处较粗，距河口越远越细。不同的是，在河口外有一个比河床更陡的斜坡在水下伸向海洋，此斜坡远离海岸后渐趋平缓，三角洲就沉积在此斜坡上。随着河流不断带来沉积物，三角洲的范围也不断向海洋方面扩展；随各种条件的不同，扩展速度也不同。例如，天津市在汉代时是海河河口，元代时附近为一片湿地，现在则已成为距海岸约 90km 的城市。长江下游自江阴以东的地区，就是由三角洲逐渐发展而成的。我国河流中携带泥沙量最多的黄河，其三角洲已向黄海伸进 480km，并且每年伸进 300m。

从冲积层的形成过程，可知它具有以下特征。

① 冲积层分布在河床、冲积扇、冲积平原或三角洲中。冲积层的成分非常复杂，河流汇水面积内的所有岩石和土都能成为该河流冲积层的物质来源。与前面讨论过的三种第四系沉积层相比，冲积层的分选性好，层理明显，磨圆度高。

② 山区河流沉积物较薄，颗粒较粗，承载力较高，且易清除，地基条件较好。

③ 由于冲积平原分布广，表面坡度比较平缓，多数大、中城市都坐落在冲积层上；道路也多选择在冲积层上通过。作为工程建筑物的地基，砂、卵石的承载力较高，黏性土的承载力较低。在冲积平原上应当特别注意冲积层中的两种不良沉积物：一种是软弱土层，如牛轭湖和沼泽地中的淤泥、泥炭等；另一种是容易发生流砂现象的细、粉砂层。当遇到这两种不良沉积物时，应采取专门的设计和施工措施。

④ 三角洲沉积物含水量高，常呈饱和状态，承载力较低。但其最上层（俗称硬壳层）因长期干燥，比较硬实，承载力较下面高，可用作低层建筑物的天然地基。

⑤ 冲积层中的砂、卵石、砾石常被选作建筑材料。厚度稳定、延续性好的砂、卵石层是丰富的含水层，可以作为良好的供水水源。

3. 河流阶地

河谷内河流侵蚀或沉积作用形成的阶梯状地形称为阶地。延伸方向与河流方向垂直的阶地称为横向阶地；延伸方向与河流方向平行的阶地称为纵向阶地。

① 横向阶地是由河流经过各种悬崖、陡坎，或经过各种软硬不同的岩石，其下切程度不同而形成的。河流在经过横向阶地时常呈现为跌水或瀑布，故横向阶地上较难保存冲积物，并且随着强烈下蚀作用的继续进行，这些横向阶地将向河源方向不断后退。

② 纵向阶地(图 3.8)是地壳上升运动与河流地质作用的结果。地壳每一次剧烈上升，都会使河流侵蚀基准面相对下降，从而增加了下蚀作用的强度，使河床底被迅速向下切割，河水面随之下降，即使再到洪水期时也淹没不到原来的河漫滩。这样，原来的老河漫滩就变成最新的Ⅰ级阶地，原来的Ⅰ级阶地就变为Ⅱ级阶地……依此类推，在最下面则形成新的河漫滩。道路沿河流行进时，通常都选择在纵向阶地上，故一般不加以说明时，阶地均指纵向阶地。

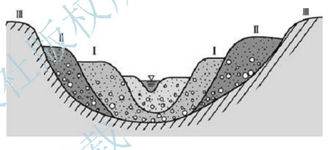


图 3.8 纵向阶地示意

一条河流有多少级阶地是由该地区地壳上升次数决定的，地壳每剧烈上升一次就应当有相应的一级阶地，如兰州地区的黄河就有六级阶地。但是，由于河流地质作用的复杂性，河流两岸生成的阶地级数及同级阶地的大小、范围并不完全对称相同。例如，左岸有Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ共三级阶地，右岸可能只有Ⅱ、Ⅲ两级阶地；左岸的Ⅲ级阶地可能比较宽广、完整，右岸的Ⅲ级阶地则可能支离破碎、残余面积不大。阶地编号越大，生成年代越老，则可能被侵蚀破坏得越严重，越不易完整保存下来。

根据河流阶地组成物质的不同，可以把阶地分为三种基本类型，如图 3.9 所示。

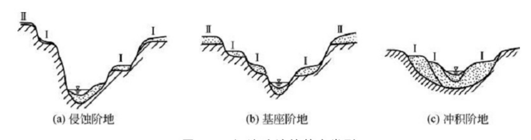


图 3.9 河流阶地的基本类型

① 侵蚀阶地：也称基岩阶地，指阶地表面由河流侵蚀而成，表面只有很少的冲积物，主要由被侵蚀的岩石构成。侵蚀阶地多位于山区，是由地壳上升很快、河流下切极强造成的。

② 基座阶地：指阶地表面有较厚的冲积层，但地壳上升、河流下切较深，以致切透了冲积层，切入到下部基岩以内一定深度。从基座阶地斜坡上可以明显地看出，基座阶地由上部冲积层和下部基岩两部分构成。

③ 冲积阶地：也称堆积阶地或沉积阶地，指整个阶地在阶地斜坡上出露的部分均由冲积层构成，表明该地区冲积层很厚，地壳上升引起的河流下切未能把冲积层切透。

根据阶地的形成过程，在野外辨认河流阶地时应注意下述两方面的特征：形态特征和物质组成特征。从形态特征上看，阶地表面一般较平缓，纵向微向下游倾斜，倾斜度与本段河床底坡接近；横向微向河中心倾斜。河床两侧同一级阶地，其阶地表面距河水面高差应当相近。某些较老的阶地，由于长时间受到地表水的侵蚀作用，平整的阶地表面被破坏，形成高度大致相等的小山包。应当指出，不能只从形态上辨认阶地，以免与人工梯田、台坎混淆，还必须从物质组成上进行研究。由于阶地是由老的河漫滩形成的，因此它一般由黏性土、砂、卵石等冲积层组成。就侵蚀阶地而言，在基岩表面上也应或多或少地保留冲积物。因此，冲积物是阶地物质组成中最重要的物质组成特征。

4. 河流的地质作用与交通线路工程

交通线路工程与河流的关系非常密切。线路跨越河流必须架桥，桥梁、桥梁墩台基础位置的选择都应充分考虑河流的地质作用。公路、铁路沿河行进，线路在河谷横断面上所处位置的选择，河谷斜坡和河流阶地上路基的稳定，也都与河流的地质作用密切相关。

对于桥梁，首先应选择在河流顺直地段过河，以避免在河曲处过河遭受侧蚀作用而危及一侧桥台的安全，并应尽量使桥梁中线与河流垂直，以免桥梁长度增大。其次桥梁墩台基础位置应当选择在强度足够安全稳定的岩层上，对于岩性软弱的土层和地质构造不良地带不宜设置墩台。墩台基础位置确定之后，还必须确定墩台基础的埋置深度，埋置太浅会由于河流冲刷河底使基础暴露甚至破坏，埋置过深将大大增加工程费用和工期。

对于沿河线路来说，一段线路位置的选择和路基在河谷断面上位置的选择，从工程地质角度来看，主要包括边坡和基底稳定两个方面。线路沿着峡谷行进，路基多置于高陡的河谷斜坡上，经常会遇到崩塌、滑坡等边坡不良地质现象（这些是山区交通线路的主要病害，将在第4章中专门论述）。线路沿宽谷或山间盆地行进，路基多置于河流阶地或较缓的河谷斜坡上，经常会遇到各种第四系沉积层。线路在平原上行进也常把路基置于冲积层上，常见的病害是受河流冲刷或路基基底含有软弱土层等。

综上所述，沿河公路、铁路在选线设计及施工过程中：首先，必须经过认真细致的调查、勘探工作，查清河流地质作用的历史、现状及发展趋势；其次，根据工作的需要对线路和沿路各建筑物的位置、结构构造及施工方法做出正确的决定，应尽力避开天然的或由修筑交通线路引起的各种崩塌、滑坡、泥石流等不良地质条件；最后，当由于各种原因，局部线路不得不通过某些不良地质区时，则应在详细调查研究的基础上提出切实可行的预防和整治措施。

5. 河流侵蚀、淤积作用的治理

（1）不同类型河床的主流线与崩岸位置

河流的主流线靠近河岸时，河岸受侵蚀易发生崩塌。由于河床类型不同，主流线靠岸位置不同，崩岸的位置也不相同。在弯曲河床的上半段，主流线靠近凸岸上方，然后流入凹岸

顶点；在弯曲河床的下半段，主流线靠向凹岸。所以在弯曲河床［图3.10(a)］的凸岸边滩的上方、凹岸顶点的下方，常常是崩岸部位。在顺直河床［图3.10(b)］上，深槽与边滩往往呈犬牙交错分布；在深槽处，主流线常常是靠近河岸的，成为顺直河床的崩岸部位。随着深槽的下移，崩岸的部位一般不固定。对于游荡河床［图3.10(c)］，主流线也随着江心洲的变化在河床中动荡不定，崩塌部位也是不固定的。对于分汊河床［图3.10(d)］，江心洲洲头常常处于主流顶冲的部位，因此该处也常常是护岸工程重点保护的地段。

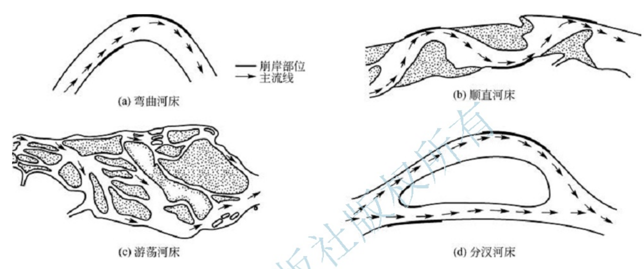


图3.10 不同类型河床主流线与崩岸位置

(2) 防护措施

随着全球悬河化现象的发展，治河问题的研究有着越来越重要的意义。对于河流侧向侵蚀及因河道局部冲刷造成的崩岸等灾害，一般采用护岸工程或约束水流等防治措施。

① 护岸工程。

a. 直接加固岸坡。常在岸坡或浅滩地段植树、种草。

b. 护岸工程。护岸有抛石护岸和砌石护岸两种。护岸工程即在岸坡砌筑石块或抛石，以削减水流能量，保护岸坡不受水流直接冲刷。石块的大小应以不致被水流冲走为原则，可按式(3-2)确定。

$$d \geqslant \frac{v^2}{25} \tag{3-2}$$

式中 d——石块平均直径，cm；

v——抛石体附近平均流速，m/s。

抛石体的水下边坡一般不宜超过1∶1，当流速较大时，可放缓至1∶3。石块应选择未风化、耐磨、遇水不崩解的岩石。

② 约束水流。

a. 顺坝和丁坝。顺坝又称导流坝，丁坝又称半堤横坝。常将顺坝和丁坝布置在凹岸以约束水流，使主流线偏离受冲刷的凹岸。丁坝常斜向下游，夹角为60°～70°，它可使水流冲刷强度降低10%～15%，如图3.11所示。

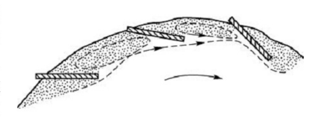


图3.11 丁坝

b. 防止淤积。束窄河道、封闭支流、截直河道、减少河流的输沙率等均可起到防止淤积的作用，也常采用顺坝、丁坝或二者组合使河道增大坡度和冲刷力来达到防止淤积的目的。

3.1.4 海岸带的地质作用

海洋与陆地的接触带称为海岸带。海岸带自陆向海可分为海岸、潮间带和水下岸坡三部分。海岸是高潮线以上狭窄的陆上地带，它的陆向界线是波浪作用的上限。潮间带是高潮线与低潮线之间的地带，它在低潮时露出水面，在高潮时被水淹没。水下岸坡是低潮线以下直至波浪有效作用于海底的下限地带。波浪有效作用于海底的下限，一般相当于该海区波浪波长1/2的水深处，在近岸海区，约为30m水深的海底。

1. 海岸带的水动力特征

(1) 波浪作用

波浪是作用于海岸带最普遍、最重要的动力。波浪对海岸作用的大小取决于波浪的能量，波能(E)的大小与波高(H)的二次方和波长(L)成正比，即

$$E=\frac{H^2L}{8} \tag{3-3}$$

因此，波浪越大，尤其是波高越大，波能就越大，其对海岸的作用也越大。

深水区的波浪，其水质点在垂直断面内做圆周运动。但当波浪接近岸边到达浅水区后，受地形的影响，波浪将发生一系列的变化。

① 波浪的变形和破碎。水质点运动的轨道将由深水区的圆形变为浅水区的上凸下扁的椭圆形。越到海底，轨道变得越扁平，到了海底，椭圆的垂直轴等于0，轨道的扁平率达到极限，水质点仅做平行于底部的往复运动。与此同时，由于水质点运动速度在其轨道上下部的差异，产生了波浪前坡陡、后坡缓的形态。随着波浪离岸越近，水深越浅，水质点向前向后运动速度的差值就越大，波浪前坡越来越陡，后坡越来越缓，最终导致波浪破碎。波浪破碎与波高和水深有关，在多数情况下，波浪处水深相当于1～2个波高。当波浪到达较陡的岸坡时，波峰突然倾倒，能量比较集中，袭击岸坡，破坏性很大；当波浪作用于平缓的岸坡时，由于海底的摩擦阻力，可能发生数次破碎，能量逐步消耗，破坏性就较小。当人工建筑物前的水深刚刚处于破浪点时，则包含空气的波浪将会产生极大的冲击压力，可能使建筑物遭到破坏。

波浪破碎后，水体运动已不服从波浪运动的规律，而是整个水体的平移运动，这就是激浪流。激浪流包括在惯性作用下沿坡向上的进流，同时包括在重力作用下沿坡向下的回流。

② 波浪的折射。波浪的折射是波浪进入浅水区后的又一重要变化。随着水深的变浅，波速相应减小，当波浪到达海岸附近的浅水区后，由于地形的影响使得波向发生变化，形成所谓的折射现象。折射的结果有使波峰线转向与等深线一致的趋势。在较平直的海岸，波浪斜抵海岸，由于波峰位于离岸较远而海水较深的一侧，传播速度较近岸水浅的一侧更快，波峰线逐渐趋向于与等深线平行，也可视为大致与海岸线平行，如图3.12所示。

当波浪传播到岬角与海湾交错的曲折海岸时，其折射将是另一种情况。这时，波峰线

同样逐渐与海岸线平行，但可以看出，波峰线在向海水迅速变浅的岬角处辐聚，而在海水较浅的海湾处辐散，从而产生在岬角处波峰线缩短，在海湾处波峰线拉长的现象，这样就导致波能在岬角处集中在较短的岸段上，而在海湾处分散在较长的岸段上，如图 3.13 所示。

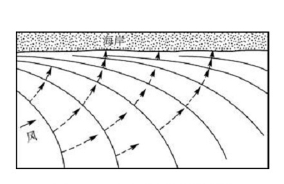


图 3.12 平直岸边的波浪折射

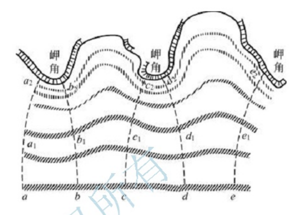


图 3.13 曲折岸边的波浪折射

（2）潮汐作用

潮汐是海水在月球和太阳引潮力作用下所发生的周期性海面垂直涨落和海水的水平流动。但在习惯上称前者为潮汐，称后者为潮流。

潮汐通过其引起的水面的升降和海水的水平流动对海岸带产生影响。在无潮汐的海区，波浪长期地作用于一个狭窄的地带；在有潮汐的海区，特别是在海岸平缓而潮差较大的地区，潮汐所引起的水面涨落，可使波浪的作用范围扩大，同时使波浪对同一位置作用时间缩短；在开阔的海岸地区，主要表现为搬运波浪掀起的海底泥沙；在海峡或河口，潮流流速较大，也能侵蚀海底和掀起泥沙，并可带动大量泥沙。

（3）海流作用



【海浪灾害与风暴潮】

海流是由盛行风向及因海水温度和盐度不同产生的密度水平差异所引起的方向相对稳定的海水流动。风成海流的流速很小，一般仅为 0.1～0.2m/s；强大的海流，流速可达 1m/s 以上。在近岸浅水区域，流速较小，因此风成海流只能搬运细粒泥沙。但沿岸地带常有激浪流、潮流和风成海流构成的综合性海流，这种海流对泥沙搬运和海岸地貌的塑造起着极大的作用。我国浙闽沿海海岸，冬季由于西北向盛行风的作用，有自长江口向南的沿岸流，携带长江及沿岸入海泥沙南下。在广东海岸，由于偏东风较为频繁，有自东向西恒定的沿岸流。上述沿岸流对所经海岸区域的海岸地貌发育有着明显的影响。

2. 海岸地貌

（1）海蚀地貌

① 海蚀作用。波浪对海岸的侵蚀，首先是波浪水体给予海岸的直接冲击，即冲蚀作用。当波浪以巨大的能量冲击海岸时，水体本身的压力和被其压缩的空气，对海岸会产生强烈的破坏，这种力量可达 0.3MPa，甚至可达 0.6MPa。它不仅直接冲击岸坡的岩石及岸边的建筑物，并且会在巨大压力作用下将水和空气压入岩体裂隙之中，迫使岩体开裂松动，以致掏蚀崩落。当波浪水体夹带岩块或砾石时，其侵蚀力更大，此即磨蚀

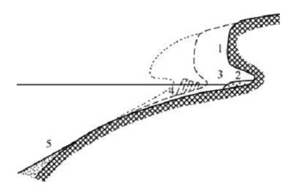


图 3.14 海蚀地貌的形成与岩坡的后退

1—海蚀崖；2—海蚀穴；3—海蚀台；
4—水下磨蚀岸坡；5—水下堆积阶地

作用。

② 海蚀地貌的种类。在海蚀作用下产生的地貌主要有以下几种(图 3.14)。

a. 海蚀崖。波浪冲击海岸主要集中在海平面附近，使海岸形成凹槽，凹槽以上的岩石被悬空，波浪继续作用，使悬空的岩石崩坠，促使海岸步步后退，形成海蚀崖。在海蚀崖的坡脚，常堆积有由悬崖崩坠下来的岩块。这些岩块若不被波浪搬走，海蚀崖的坡脚将受到保护，不再受波浪的冲击而后退。

b. 海蚀台。在海蚀崖不断后退的同时，其前会出现一个不断展宽的、微向海倾斜的平台——海蚀台(也称浪蚀台和磨蚀台)。

c. 海蚀穴(洞)。在海蚀崖坡脚处形成的凹槽称为海蚀穴，深度较大者称为海蚀洞。



【海积地貌】

(2) 海积地貌

进入海岸带的松散物质，在波浪推动下，并在一定的条件下堆积下来，形成各种海积地貌。在海岸带内，任何泥沙颗粒都是在波浪力和重力共同作用下运动的。如果波线与海岸线正交，波浪的作用方向与重力的切向分量方向将在同一直线上，泥沙颗粒便垂直于岸线运动，这种运动称为泥沙的横向运动。如果波线与海岸线斜交，波浪的作用方向与重力切向分量方向将不在同一直线上，泥沙颗粒将以“之”字形沿着岸线运动，这种运动称为泥沙的纵向运动。

① 泥沙横向运动所形成的地貌。

a. 水下堆积阶地。在水下岸坡坡脚，由向海运移的泥沙堆积形成的堆积体，称为水下堆积阶地。

b. 海滩与滨岸堤。海滩与滨岸堤均是激浪带的堆积体。海滩是在激浪流没有充分活动空间的条件下形成的，所以其剖面呈凹形曲线。滨岸堤则是在激浪流的进流上冲有充分空间的条件下形成的，所以其剖面向上凸起。

c. 离岸堤与潟湖。离岸堤是激浪流所夹带的泥沙在未到达水边线以前形成的出露于水面的堤状堆积体。离岸堤向陆一侧的海水与外部隔离开来形成的湖泊，称为潟湖。

d. 水下沙坝。水下沙坝是一种大致与岸平行、呈直线或弧形的水下堤状堆积体。

② 泥沙纵向运动对岸边的改造作用。泥沙纵向运动对岸边的改造作用主要取决于边岸形态和岸区地质构造特征。

a. 边岸形态的影响。在沉积物流可以得到充分补给的沿岸地段，岸线的平面形状对纵向沉积物流的改造作用有着重要的影响。岸线方向发生转折时，当上游段岸线与波线的夹角较下游段岸线更接近 45°时，下游段的沉积物流的流速和容量均较上游段小，该岸段输沙量低于来沙量，于是产生堆积，形成如图 3.15 所示的堆积滩地、沙嘴等堆积地形；反之，如果下游段岸线与波浪射线的夹角较上游段岸线更接近 45°时，则下游段的输沙量高于来沙量，该岸段将遭受侵蚀，如图 3.15(a)、(c)中的 *DC* 段。

十分曲折复杂的岸线，如曲折海岸与岬角，当波浪垂直海岸时，由于波浪的折射，沿岸沉积物流将产生如图 3.16 所示的运动，结果使海岬遭受磨蚀，使海岸接受堆积。

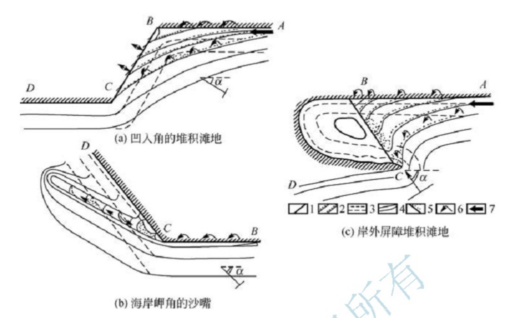


图 3.15 折射海岸堆积地形的形成

1—基岩岸；2—堆积地形增长的不同阶段；3—堆积地形形成前的等深线；
4—堆积地形形成后的等深线；5—波浪射线与岸线夹角；
6—土石颗粒的纵向移动；7—纵向沉积物流的总方向

海岸附近有岛屿时，岛屿对波浪起到消能的作用，并造成波浪折射，形成所谓的波影区。波影区的纵向沉积物流的流速和容量降低，形成堆积。这种堆积的发展，可将岛屿与大陆连接起来。

图 3.16 曲折海岸泥沙的纵向运动

(箭头方向代表纵向沉积物的运动方向)


【被侵蚀的海岸线】

b. 岸区地质构造特征的影响。岸区地质结构和所处地貌环境对岸线改造的控制作用，主要表现在两者确定了沉积物流的补给条件。

由不易磨蚀的完整岩石所组成的海岸，沉积物流由于得不到充分补给而达不到饱和，若其下游相邻岸带由易磨蚀的断裂发育的岩石或松散土石所构成，则将受到侵蚀。而岩性软弱的易磨蚀段会使沉积物得到充分补给达到饱和，其下游就有可能产生堆积。

3. 沿岸建筑物的防护措施

护岸和护港有两方面的目的：一方面是保护岸坡、港口免遭冲刷，以保证岸边建筑物的安全，防止岸坡显著变形或破坏；另一方面是防止边岸、港口遭受淤积，以保证港湾设施及潮汐发电站等正常运行。根据其所依据的原则和作用对象的不同，可将防护措施分为两大类。

① 根据海岸侵蚀、堆积的规律设置某些水工建筑物，以改变波浪、岸流的作用方向，使之形成不利于冲刷或淤积的水动力条件。

a. 破浪堤。破浪堤是设置在水下岸坡上、与岸线近于平行的水下长堤，如图 3.17 所示。破浪堤一般距岸 30～50m，堤顶面在水面以下，深度与波浪的波高相近。这样的破浪

堤会使波浪破碎，从而使其75%以上的能量消失。波浪还可将堤外的泥沙携入堤内，逐渐形成岸滩，保护岸坡免遭冲蚀。

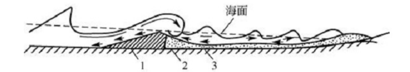


图 3.17　破浪堤工程原理示意

1—破浪堤；2—原底面；3—破浪堤修筑后淤积的泥沙

b. 丁坝。丁坝为垂直边岸的堤坝，适宜在纵向沉积物丰富的岸段上采用。它可以截住一定数量的沉积物，逐渐形成岸滩，保护岸坡不受冲刷。丁坝的长度和间距应根据岸区主导风浪方向与岸线方向的关系确定，既要减少丁坝的数量，又要保证不在两丁坝间岸段出现冲刷。图 3.18 所示为丁坝间距与主导风浪方向的关系。

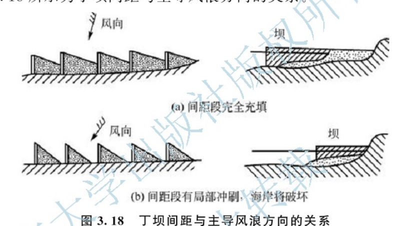


图 3.18　丁坝间距与主导风浪方向的关系

c. 防波堤。防波堤是一种防淤构筑物，它相当于一条人工的岸线或近岸岛屿屏障，利用纵向沉积物流的运动规律，将泥沙截流在港湾之外。防波堤的具体布置，应根据岸区主导风浪方向和岸线形状特征采取不同的形式。

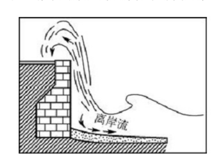


图 3.19　护岸墙

② 修建直接保护岸坡免遭冲刷的防护工程。

a. 护岸墙。护岸墙(图 3.19)是用木头、钢板或混凝土等材料构筑的垂直墙。根据涌浪作用的特点，有时将护岸墙做成凹面效果会更好。护岸墙的设计中应特别注意其地基条件的变化，对墙脚处冲刷的可能性和海滩情况的变化都应给予充分的考虑。

b. 抛石或砌石护岸。抛石护岸设计要考虑的主要因素是石料尺寸的选择，粗大的块石必须用一层或多层滤石层与土堤隔离。砌石护岸(图 3.20)是一种古老的防护工程，它是用块石规整地放置在岸坡上，可用灌浆或沥青对块石加以胶结。这种护岸形式具有柔性的特点，因此它能够很好地适应岸坡的缓慢沉降。对于严重磨蚀的海岸，岩浆岩砌体是最优良的护岸材料之一，就花岗岩而言，其耐久性约为混凝土的 4 倍。除了天然石料以外，连锁的混凝土块也是一种很好的护岸形式。

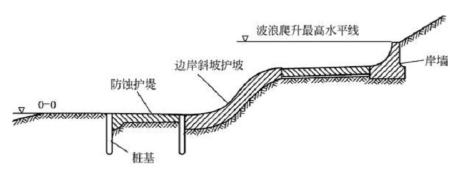


图 3.20 砌石护岸结构示意

3.2 地下水的地质作用

在土木工程建设中，地下水常常起着重要作用。一方面，地下水是供水的重要来源，特别是在干旱地区，地表水缺乏，供水主要靠地下水；另一方面，地下水的活动又是威胁施工安全、造成工程病害的重要因素，如基坑、隧道的涌水和滑坡活动，基础沉陷和冻涨变形等都与地下水的活动有直接关系。这就要求我们学习和掌握地下水地质作用的基本知识，以防治地下水的有害方面，应用其有利方面为工程建设服务。

3.2.1 地下水的基本知识

1. 岩土中的空隙

地下水存在于岩土的空隙之中，地壳表层 10km 以上的范围内，都或多或少地存在空隙，特别是浅部 1～2km 范围内，空隙分布更为普遍。图 3.21 所示为岩土中的空隙示意。岩土的空隙既是地下水的储存场所，又是地下水的渗透通道，空隙的多少、大小及其分布规律，决定着地下水的分布与渗透特点。

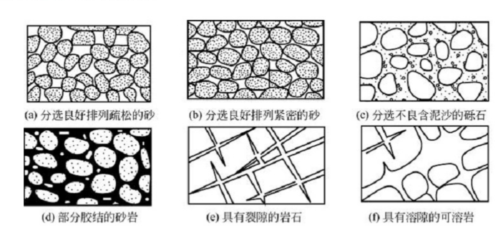


图 3.21 岩土中的空隙示意

根据成因不同，空隙可分为孔隙、裂隙和溶隙三大类。

(1) 孔隙

松散岩土(如黏土、砂土、砾石等)中颗粒或颗粒集合体之间存在的空隙，称为孔

隙。孔隙的发育程度用孔隙率(n)表示。所谓孔隙率是指岩土中空隙的体积与岩土总体积之比。

岩土孔隙率取决于孔隙的形成方式，通常受岩土的成因和年代、颗粒排列方式、颗粒形状和方位、颗粒坚固性、颗粒均匀程度及胶结程度等因素的影响。表3-1给出了部分松散岩石孔隙率的变化范围。一般情况下，岩石生成年代越老，孔隙率越小；通常岩浆岩和变质岩的孔隙率比沉积岩小，松散沉积物孔隙率更大。颗粒大小越不均匀，孔隙率越小；颗粒大小比较均匀，形状越不规则，棱角越大，孔隙率就越大。

表3-1 部分松散岩石孔隙率的变化范围

名　称	砾　石	砂	粉　砂	黏　土
孔隙率/%	25～40	25～50	35～50	40～70

(2) 裂隙

坚硬岩石受地壳运动及其他内外地质应力作用的影响产生的空隙，称为裂隙，如图3.21(e)所示。裂隙的发育程度用裂隙率(K_t)表示。所谓裂隙率是指坚硬岩石中各种裂隙的体积与岩石总体积之比。

(3) 溶隙

可溶岩(石灰岩、白云岩等)中的裂隙经地下水流长期溶蚀形成的空隙，称为溶隙，如图3.21(f)所示，这种地质现象称为岩溶。溶隙的发育程度可用溶隙率(K_k)表示。所谓溶隙率是指溶隙的体积与包括溶隙在内的岩石总体积的比值。

研究岩土的空隙时，不仅要研究空隙的多少，还要研究空隙的大小、空隙间的连通性和分布规律。松散土空隙的大小和分布都比较均匀，且连通性好，所以，孔隙率可以表征一定范围内孔隙的发育程度；岩石裂隙无论其宽度、长度还是连通性差异都很大，分布也很不均匀，因此，裂隙率只能代表被测定范围内裂隙的发育程度；溶隙大小相差则更大，分布很不均匀，连通性更差，所以，溶隙率的代表性更差。

2. 水在空隙中的存在形式

根据空隙中水存在的物理状态、水与岩土颗粒的相互作用等特征，一般将水在空隙中存在的形式分为五种，即气态水、结合水、重力水、毛细水和固态水。

重力水存在于岩土颗粒之间，结合水层之外，它不受颗粒静电引力的影响，可在重力作用下运动。一般所指的地下水(如井水、泉水、基坑水等)都属于重力水，它具有液态水的一般特征，可传递静水压力。重力水能产生浮托力、孔隙水压力。流动的重力水在运动过程中会产生动水压力。重力水具有溶解力，会对岩石产生化学潜蚀，导致岩石的成分和结构发生破坏。重力水是本章研究的主要对象。

3. 含水层和隔水层

岩土中含有各种状态的水，由于各类岩石水理性质的不同，可将各类岩土层划分为含水层和隔水层。

① 地壳中的岩土层有的含水，有的不含水，有的虽含水但不透水，把能透水且饱含重力水的岩土层称为含水层。构成含水层的条件，一方面是岩土中要有空隙存在，并且空

隙被地下水充满；另一方面是这些重力水能够在岩土的空隙中自由运动。

② 隔水层是指不能给出并透过水的岩土层。隔水层还包括那些给出与透过水的数量微不足道的岩土层，也就是说，隔水层有的可以含水，但是不具有允许相当数量的水透过自己的性能，如黏土就是这样的隔水层。表3-2是常压下岩土按透水程度的分类。

表3-2 常压下岩土按透水程度的分类

透水程度	渗透系数 K/(m/d)	岩石名称
良透水的	＞10	砾石、粗砂、岩溶发育的岩石、裂隙发育且很宽的岩石
透水的	10～1.0	粗砂、中砂、细砂、裂隙岩石
弱透水的	1.0～0.01	黏质粉土、细裂隙岩石
微透水的	0.01～0.001	粉砂、粉质黏土、微裂隙岩石
不透水的	＜0.001	黏土、页岩

4. 地下水的物理、化学性质

由于地下水在运动过程中与各种岩土相互作用，溶解岩土中可溶物质等原因，地下水成为一种复杂的溶液。研究地下水的物理性质和化学性质，对于了解地下水的成因与动态，确定地下水对混凝土等的侵蚀性，进行各种用水的水质评价等，都有着实际意义。

(1) 物理性质

地下水的物理性质包括温度、颜色、透明度、嗅(气味)、味(味道)、导电性及放射性等。

地下水的温度变化范围很大。地下水温度的差异，主要受各地区的地温条件影响。通常随埋藏深度不同而异，埋藏越深的，水温越高。

地下水一般是无色、透明的，但当水中含有某些有色离子或含有较多的悬浮物质时，便会带有各种颜色和显得混浊。例如，铁离子含量高的水为黄褐色，含腐殖质的水为淡黄色。

地下水一般是无嗅、无味的，含硫化氢气体的水有臭鸡蛋味，含氯化钠的水有咸味，含氯化镁或硫化镁的水有苦味。

地下水的导电性取决于所含电解质的数量与性质(即各种离子的含量与离子价)，离子含量越多，离子价越高，则水的导电性越强。

地下水的放射性取决于其中放射性物质的含量，一般来说，地下水在一定程度上都具有放射性。

(2) 化学性质

① 地下水中常见的成分。地下水中含有多种元素，有的含量大，有的含量甚微。地壳中分布广、含量高的元素，如O、Ca、Mg、Na、K等在地下水中最常见。有的元素如Si、Fe等在地壳中分布很广，但在地下水中却不多；有的元素(如Cl等)在地壳中极少，但在地下水中却大量存在。这是因为各种元素的溶解度不同，所有这些元素以离子、化合物分子和气体状态存在于地下水中，而其中以离子状态为主。

地下水中含有数十种离子成分，常见的阳离子有 H^+、Na^+、K^+、Mg^{2+}、Ca^{2+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Mn^{2+} 等，常见的阴离子有 OH^-、Cl^-、SO_4^{2-}、NO_3^-、HCO_3^-、CO_3^{2-}、SiO_3^{2-}、PO_4^{3-} 等。上述离子中的 Cl^-、SO_4^{2-}、HCO_3^-、K^+、Na^+、Mg^{2+}、Ca^{2+} 七种是地下水的主要离子成分，它们分布最广，在地下水中占绝对优势，它们决定了地下水化学成分的基本类型和特点。

地下水中含有多种气体成分，常见的有 O_2、N_2、CO_2、H_2S 等。

地下水中呈分子状态的化合物(胶体)有 Fe_2O_3、Al_2O_3 和 H_2SiO_3 等。

② 氢离子浓度。氢离子浓度是指水的酸碱度，用 pH 表示。$pH=1g[H^+]$。根据 pH 可将水分为五类，见表 3-3。

表 3-3　水按 pH 的分类

水的分类	强酸性水	弱酸性水	中性水	弱碱性水	强碱性水
pH	<5	5～7	7	7～9	>9

地下水的氢离子浓度主要取决于水中 HCO_3^-、CO_3^{2-} 和 H_2CO_3 的数量。自然界中大多数地下水的 pH 为 6.5～8.5。

氢离子浓度为一般酸性侵蚀指标。酸性侵蚀是指酸可分解水泥混凝土中的 $CaCO_3$ 成分，其反应式为

$$2CaCO_3+2H^+ \longrightarrow Ca(HCO_3)_2+Ca^{2+}$$

③ 总矿化度。水中离子、分子和各种化合物的总量称为总矿化度，以 g/L 为单位。它表示水的矿化程度，通常以 105～110℃温度下将水蒸干后所得的干涸残余物的含量来确定。根据总矿化度可将水分为五类，见表 3-4。

表 3-4　水按总矿化度的分类

水的类别	淡水	微咸水(低矿化水)	咸水	盐水(高矿化水)	卤水
矿化度/(g/L)	<1	1～3	3～10	10～50	>50

总矿化度与水的化学成分之间有密切的关系：淡水和微咸水常以 HCO_3^- 为主要成分，称为重碳酸盐水；咸水常以 SO_4^{2-} 为主要成分，称为硫酸盐水；盐水和卤水则往往以 Cl^- 为主要成分，称为氯化物水。

高矿化水能降低混凝土的强度，腐蚀钢筋，促使混凝土分解，故拌和混凝土时不允许用高矿化水，在高矿化水中的混凝土建筑也应注意采取防护措施。

④ 水的硬度。水中 Ca^{2+}、Mg^{2+} 的总含量称为总硬度。将水煮沸后，水中一部分含 Ca^{2+}、Mg^{2+} 的重碳酸盐因失去 CO_2 而生成碳酸盐沉淀下来，致使水中 Ca^{2+}、Mg^{2+} 的含量减少，由于煮沸而减少的这部分 Ca^{2+}、Mg^{2+} 的总含量称为暂时硬度。

总硬度与暂时硬度之差称为永久硬度，相当于煮沸时未发生碳酸盐沉淀的 Ca^{2+}、Mg^{2+} 的含量。

我国采用的硬度表示法有两种：一种是德国度，每一度相当于 1L 水中含有 10mg 的 CaO 或 7.2mg 的 MgO；另一种是 1L 水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的毫摩尔数，1 毫摩尔数=2.8 德国度。根据硬度可将水分为五类，见表 3-5。

表 3-5 水按硬度的分类

水的类别		极软水	软水	微硬水	硬水	极硬水
硬度	德国度	＜4.2	4.2～8.4	8.4～16.8	16.8～25.2	＞25.2
	1L 水中含 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的毫摩尔数	＜1.5	1.5～3.0	3.0～6.0	6.0～9.0	＞9.0

3.2.2 地下水的基本类型

为了有效地利用地下水和对地下水某些特征进行深入的研究，必须对地下水进行分类。由于利用地下水和研究地下水的目的和要求不同，地下水分类方法也很多。总地来说有两大分类法：一是根据地下水某一方面或某几方面因素对其进行分类；二是尽可能全面地考虑到影响地下水特征的各种因素对其进行综合分类。地下水按温度分类、按总矿化度分类、按硬度分类及按 pH 分类等属于前者。后者则主要按埋藏条件和含水量性质对地下水进行综合分类。目前，我国工程地质工作中通常将地下水按埋藏条件和含水层性质分类，见表 3-6。

表 3-6 地下水按埋藏条件和含水层性质分类

埋藏条件	含水层性质		
	孔隙水	裂隙水	岩溶水
上层滞水	局部黏性土隔水层上季节性存在的重力水	裂隙岩层浅部季节性存在的重力水及毛细水	裸露的岩溶化岩层上部岩溶通道中季节性存在的重力水
潜　　水	各类松散堆积物浅部的水	裸露于地表的各类裂隙岩层中的水	裸露于地表的岩溶化岩层中的水
承压水(自流水)	山间盆地及平原松散堆积物深部的水	组成构造盆地、向斜构造或单斜断块的被掩覆的各类裂隙岩层中的水	组成构造盆地、向斜构造或单斜断块的被掩覆的岩溶化岩层中的水

下面分别按埋藏条件及含水层性质讨论其特征。

1. 地下水按埋藏条件的分类及其特征

(1) 上层滞水

埋藏在地面以下包气带中的水，称为上层滞水（图 3.22）。上层滞水可分为非重力水和重力水两种。非重力水主要指吸着水、薄膜水和毛细水，又称为土壤水。重力水则指包气带中局部隔水层上的水。

上层滞水的特征是分布于接近地表的包气带内，与大气圈关系密切。这类水是季节性的，主要靠大气降水和地表水下渗补给，故分布区和补给区一致，以蒸发或逐渐向下

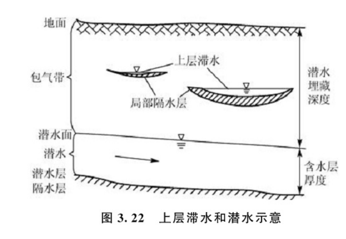


图 3.22　上层滞水和潜水示意

渗透到潜水中的方式排泄，雨季水量增加，干旱季节水量减少甚至重力上层滞水完全消失。土壤水不能直接被人们取出利用，但对农作物和植物有重要作用。重力上层滞水分布面积小，水量也小，季节变化大，容易受到污染，只能用作小型或暂时性供水水源，从供水角度来看意义不大，但从工程地质角度看，上层滞水常常是引起土质边坡滑坍、黄土路基沉陷、路基冻胀等病害的重要因素。

(2) 潜水

埋藏在地面以下、第一个稳定隔水层以上的饱水带中的重力水称为潜水，如图 3.22 所示。潜水主要特征如下。

① 潜水的分布及潜水面特征。

潜水分布极广，它主要埋藏在第四系松散沉积物中，在第四系以前的某些松散沉积物及基岩的裂隙、空洞中也有分布。

潜水有一个无压的自由水面称为潜水面，潜水面至地面的垂直距离称为潜水埋藏深度(h)，潜水面至下部隔水层顶面的垂直距离称为含水层距离或潜水层厚度(H)，潜水面上每一点的绝对标高称为潜水位，因此它们之间有以下关系。

潜水位＝地面绝对标高－潜水埋藏深度

当潜水面为一水平面时，潜水静止不流动，形成潜水湖。在一般情况下，潜水面是一个倾斜面，潜水在重力作用下，由潜水位高的地方流向潜水位低的地方，形成潜水流。通常，潜水面不是一个延伸很广的平面，从较大范围看，潜水面是一个有起有伏、有陡有缓的面。影响潜水面形状的因素主要有三个：地表地形、含水量厚度及岩土层的透水性能。潜水面形状一般与地表地形相适应：地面坡度大，地下潜水面相应坡度也大，但总地来看，潜水面坡度比地表地形平缓得多。含水量厚度变大时，潜水面坡度变小。岩层透水性增强时，潜水面坡度也变小。

潜水面形状可以用潜水等水位线图表示（图 3.23）。潜水等水位线图就是潜水面的等高线图，其作图方法和地表地形等高线的作图方法相似，而且是在地形等高线图的基础上绘制出来的。由于潜水面是随时间变化的，在编图时必须在同一时间或较短时间内对测区内潜水水位进行观测，把每个观测点的地面位置准确地绘制在地形图上，并标注该点所测得的潜水埋藏深度及算得的该点潜水水位标高，根据各测点的水位标高画出潜水等水位线图。可以把水井、泉等潜水出露点选作观测点，也可根据需要进行人工钻孔或挖试坑到潜水面，以保证测点有足够的数量和合理的分布。每张潜水等水位线图均应注明观测时间，不同时间可测得同一地区的一系列等水位线图，用来表明该地区潜水面随时间变化的情况。

潜水等水位线图用途很多，主要有以下几方面。

a. 确定任一点的潜水流向。潜水沿垂直等水位线方向由高水位流向低水位。

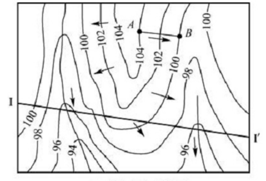
b. 确定沿潜水流动方向上两点间的水力坡度，即两点潜水位高度差与两点间水平距离之比。水力坡度大小直接影响到该两点间的平均流速。

c. 确定任一点潜水埋藏深度。

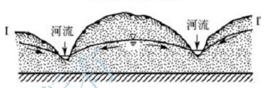
d. 确定潜水与地表水之间的补给关系（图 3.24）。从图 3.24 中可以看出，潜水流向指向河流的是潜水补给地表水；潜水流向远离河流的则是河流补给潜水。

② 潜水的补给、径流和排泄。

大气降水通过包气带向下渗透是潜水的主要补给来源。此时，潜水的分布区和补给区是一致的。大气降水下渗补给的水量取决于大气降水性质、地表植被覆盖情况、地面坡度、包气带岩土层的透水性及厚度等因素。

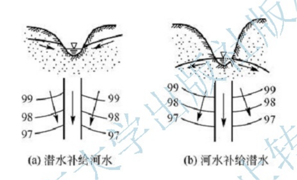


(a) 潜水等水位线图



(b) 水文地质剖面图(I—I′ 剖面)

图 3.23 潜水等水位线图及水文地质剖面图



(a) 潜水补给河水　(b) 河水补给潜水　(c) 左岸潜水补给河水，右岸河水补给潜水

图 3.24 潜水与地表水之间的补给关系

a. 时间短、雨量小的降水，补给量不大，甚至不能下渗达到潜水面；短时间的大暴雨，大部分降水形成地表径流，补给潜水的也不多。只有长时间的连绵细雨，才能把大部分降水补给潜水。

b. 植被较多的地方，降水不易流走，有利于下渗补给潜水。

c. 地面坡度大小更能直接影响下渗量的多少，地面坡度越小，越有利于下渗补给潜水。

d. 包气带岩土层的透水性越强，包气带的厚度越小，则大气降水就能更多、更快地下渗补给潜水。

潜水的分布区与补给区不一致的情况也是存在的。例如，在某些大河的中下游，特别是在洪水季节，河水位高于两岸地区潜水位，此时地表水就成为潜水的补给来源。在某些情况下，潜水还可以从承压水得到补给(见后续承压水部分内容)。在沙漠地区，岩土中气态水凝结而成的液态水，对这种地区潜水的形成及补给有重要意义。

潜水的径流和排泄受含水岩土性质、潜水面水力坡度、地形切割程度及气候条件的影响，岩土透水性强、潜水面水力坡度大、地面被沟谷切割得较深，则潜水径流条件好。在山区和河流中下游地区，潜水埋藏较深，通过补给河流或以泉的形式流出地表而排泄，且

以水平排泄为主。在平原和河流下游地区，黏性土增多，透水性变差，潜水面平缓，水力坡度减小，潜水埋藏较浅，主要通过潜水面上毛细带向上蒸发进入大气而排泄，且以垂直排泄为主，径流条件较差。气候条件的影响也是很明显的，在西北沙漠、草原、干旱气候区，潜水一般无径流，靠凝结补给，蒸发排泄；在西南、华南及沿海潮湿气候区，潜水径流条件好，靠下渗补给，水平排泄。

潜水的水质和水量是潜水的补给、径流和排泄的综合反映。例如，补给来源丰富、径流条件好、以水平排泄为主的潜水，一般水量较大，水质较好；反之，则水量小，水质差。在潜水埋藏浅的地区，若以蒸发排泄为主，则随着水分的蒸发，水中所含盐分会留在潜水及包气带岩土层内，使潜水矿化度增高，引起包气带土壤的盐渍化。

除上述水质、水量的静态特征外，还应注意研究潜水水质、水量随时间的变化，即研究其动态特征。许多与潜水有关的工程病害，都是在显著的潜水动态变化之后不久发生的。

（3）承压水

埋藏并充满在两个隔水层之间的地下水，是一种有压重力水，称为承压水。上部隔水层称为隔水顶板，下部隔水层称为隔水底板。由于承压水承受压力，当由地面向下钻孔或挖井打穿隔水顶板时，这种水便能沿钻孔或井上升；当水压力较大时，甚至能喷出地表形成自流，故也称自流水。

承压水的主要特征如下。

① 承压水的分布——自流盆地及自流斜地。

承压水主要分布在第四系以前的较老岩层中，在某些第四系沉积物岩性发生变化的地区也可能分布着承压水。承压水的形成和分布特征与当地地质构造有密切关系，最适宜形成承压水的地质构造有向斜构造和单斜构造两种。有承压水分布的向斜构造可称为自流盆地；有承压水分布的单斜构造可称为自流斜地。



图 3.25　自流盆地构造

1—隔水层；2—含水层；3—喷水钻孔；4—不自喷钻孔；5—地下水流向；6—测压水位；7—泉

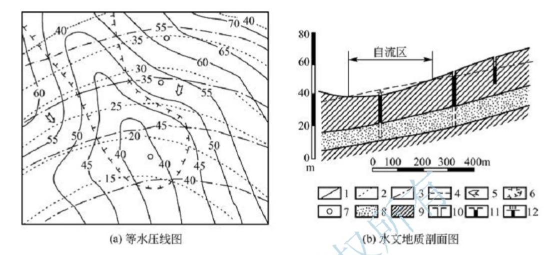
a. 自流盆地。一个完整的自流盆地可分为补给区、承压区和排泄区三部分，如图 3.25 所示。

补给区多处于地形较高的地区，该区地下水来自大气降水下渗或地表水补给，属于潜水。

承压区分布在自流盆地中央部分，该区含水层全部被隔水层覆盖，地下水充满含水层并具有一定压力。当钻孔打穿隔水顶板后，水便沿钻孔上升，一直升到该钻孔所在位置的承压水位后稳定不再上升。承压水位到隔水顶板间的垂直距离，即承压水上升的最大高度，称为承压水头；隔水顶板与隔水底板间的垂直距离称为含水层厚度。承压水头的大小各处不同，通常隔水顶板相对位置越低，承压水头越高。只有当地面低于承压水位的地方，地下水才具有喷出地面形成自流的压力；在其他地方，地下水的压力只有使其上升到承压水位的高度，而不能喷出地面。

和研究潜水时绘制潜水等水位线图一样，研究承压水则要绘制承压水等水压线图，简

称等水压线图。等水压线图上除有地形等高线、承压水位等高线外，还必须有隔水顶板等高线，如图 3.26 所示，才能从图上确定承压水的流向、承压水位距地表的深度及承压水头的大小等。若要求得含水层厚度，还必须增加隔水底板等高线。



(a) 等水压线图　(b) 水文地质剖面图

图 3.26　等水压线图及水文地质剖面图

1—地形等高线；2—隔水顶板等高线；3—等水压线；4—承压水位等高线；5—承压水流向；6—自流区；7—井；8—含水层；9—隔水层；10—干井；11—非自流井；12—自流井

排泄区多分布在盆地边缘位置较低的地方，在这里承压水补给潜水或补给地表水，也能以泉的形式出露于地表。承压水深处隔水顶板之下，不易产生蒸发排泄。

由此可见，在自流盆地中，承压水的补给区、承压区及排泄区是不一致的。

构成自流盆地的含水层与隔水层可能各有许多层，因此，承压水也可能不止一层，每个含水层的承压水也都有其承压水位面。各层承压水之间的关系主要取决于地形与地质构造间的相互关系。当地形与地质构造一致，即都是盆地时，下层承压水水位高于上层承压水水位，若上下层承压水间被断层或裂隙连通，两层水就会发生水力联系，下层水会向上补给上层水；当地形为馒头状、地质构造仍为盆地状时，情况则相反。

b. 自流斜地。自流斜地在地质构造上有以下两种情况。

一种是岩性变化形成的自流斜地（图 3.27），即含水层的一端露出地表，另一端在地下某一深处尖灭。这种自流斜地常分布在山前地带，含水层多由第四系洪积物构成。含水层露出地表一端接受大气降水或地表水下渗，是补给区，当补给量超过含水层能容纳的水量时，因下部被隔水层隔断，多余的水只能在含水层出露地带的地势低洼处以泉的形式排泄，故其补给区与排泄区是相邻的。

另一种是断裂构造形成的自流斜地（图 3.28）。通常分布在单斜产状的基岩中，含水层一端出露于地表，成为接受大气降水或地表水下渗的补给区；另一端在地下某一深度被断层切断，并与断层另一侧的隔水层接触。当断层带岩性破碎能够透水时，含水层中的承压水便沿断层上升。若断层带出露地表处低于含水层出露地表处，则承压水可沿断层带喷出地表形成自流，以泉的形式排泄，断层带便成为这种自流斜地的排泄区。当断层带被不透水岩层充填时，这种自流斜地的特征就与图 3.27 所示的相同了。

② 承压水的补给、径流和排泄。

承压区分布的地下水是承压水，补给区分布的地下水是潜水，因此承压区与补给区分

布不一致，承压水主要是通过潜水形式补给的。但补给区一般范围广大，其潜水来源也是各种各样的，可以是补给区内的大气降水下渗、地表水下渗，也可以是补给区外的潜水流入补给区内，如图 3.29 所示。

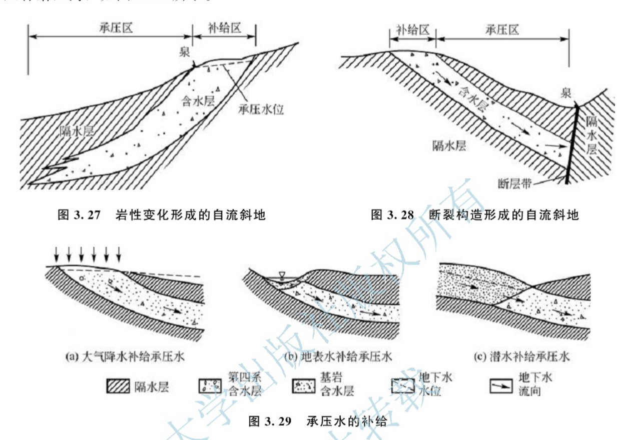


图 3.27　岩性变化形成的自流斜地

图 3.28　断裂构造形成的自流斜地

图 3.29　承压水的补给

承压水的径流条件主要取决于补给区与排泄区的高差及两区间的距离，以及含水层的透水性和挠曲程度等因素。一般来说，补给区与排泄区的水位差大、距离短，含水层透水性好、挠曲程度小，则径流条件好；反之，则径流条件差。

承压水的排泄方式（图 3.30）也很多：地面切割使含水层在低于补给区的位置出露于地表，承压水以泉的形式排泄；河谷下切至含水层，则承压水向地表水排泄；当排泄区含水层与潜水含水层连通时，承压水流入潜水。

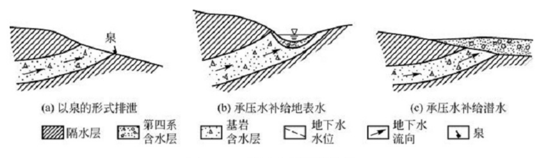


图 3.30　承压水的排泄方式

承压水的涌水量与含水层的分布范围、厚度、透水性、补给区面积和补给水源的大小等因素有关。含水层分布范围越广、厚度越大、透水性越好、补给区面积越大、补给来源越充足，涌水量就越大。同时，由于承压水上有隔水顶板，基本上不受承压区以上地表气

候、水文因素的影响，不易被污染，且径流途程较长，故水质较好。

自流盆地分布范围一般可达数千平方千米，大的可达数十万平方千米。由于补给来源充足、面积大，故承压水水量、水质均较稳定，其动态变化比潜水小。

2. 地下水按含水层性质的分类及其特征

(1) 孔隙水

在孔隙含水层中储存和运动的地下水称为孔隙水。孔隙含水层多为松散沉积物，主要是第四系沉积物。少数孔隙率较高、孔隙较大的基岩，如某些胶结程度不好的碎屑沉积岩，也能成为孔隙含水层。

根据孔隙含水层埋藏条件的不同，可以分为孔隙-上层滞水、孔隙-潜水和孔隙-承压水三种基本类型，其中孔隙-潜水型最为常见。

就含水层性质来说，岩土的孔隙性对孔隙水影响最大。例如，若岩土颗粒粗大而均匀，则孔隙较大，透水性较好，因此孔隙水水量大、流速快、水质好。其次，岩土的成因、成分及颗粒的胶结情况对孔隙水也有较大影响。所以在研究孔隙水时，必须对含水层岩土的颗粒大小、形状、均匀程度、排列方式、胶结情况、成因和岩性进行详细研究。

(2) 裂隙水

在裂隙含水层中储存和运动的地下水称为裂隙水。这种水的含水层主要由裂隙岩石构成。裂隙水运动复杂，水量、水质变化较大，主要与裂隙成因及发育情况有关。岩石中的裂隙按成因分为风化裂隙、成岩裂隙及构造裂隙三大类，因而裂隙水就分为风化裂隙水、成岩裂隙水和构造裂隙水三种基本类型。

① 风化裂隙水。岩石由于风化作用形成的裂隙具有以下特点：沿地表分布广泛，无一定方向，密集而均匀，延伸不远，互相连通，发育程度随深度而减弱，一般深为20～50m，最大可超过100m，因此风化裂隙水常埋藏于地表浅处，含水层厚度不大，水平方向透水性均匀，垂直方向透水性随深度而减弱，逐渐过渡到不透水的未风化岩石。风化裂隙水多为裂隙-潜水型，少量为裂隙-上层滞水型和裂隙-承压水型。

风化裂隙水多靠大气降水补给，有明显的季节性。一般来说，由于山区地形起伏大，沟谷发育、径流和排泄条件好，不利于风化裂隙水的储存，所以除了短期雨季外，平时水量不大。

② 成岩裂隙水。成岩裂隙是在岩石形成过程中由于冷凝、固结、干缩而形成的，如玄武岩中的柱状节理、页岩中的某些干缩节理等。成岩裂隙的特点：垂直岩层层面分布，延伸不远，不切层，在同一岩体中发育均匀，彼此连通。因此成岩裂隙水多具有层状分布的特点。

当成岩裂隙岩层出露于地表，接受大气降水或地表水补给时，则形成裂隙-潜水型地下水；当成岩裂隙岩层被隔水层覆盖时，则形成裂隙-承压水型地下水。由于同一岩体中不同层位岩层的成岩裂隙发育程度不同，因此成岩裂隙水的分布范围不一定和岩体的分布范围完全一致。成岩裂隙水的分布特点、水量大小及水质好坏主要取决于成岩裂隙的发育程度、岩石性质和补给条件。

在我国西南地区，分布有大面积二叠系峨眉山玄武岩，自四川西部一直向南延伸到云

南中部，其中某些地区成岩裂隙很发育，含有丰富的成岩裂隙水，泉流量一般为0.1～0.6L/s。

③ 构造裂隙水。由地壳的构造运动在岩石中形成的各种断层和节理，统称为构造裂隙。不同的构造裂隙所含的构造裂隙水特征也不同。在压性、扭性或压扭性的构造裂隙中，裂隙多为密闭型，透水性差，含水量小，可以起隔水作用，逆断层及密闭节理即属于此类。在张性或张扭性构造裂隙中，裂隙多为张开型，透水性好，含水量大，起到良好的含水和过水作用，正断层和某些平移断层及张开节理即属于此类。

构造裂隙多具有一定的方向性，沿某一方向很发育，延伸很远；沿另一方向则可能很不发育。例如，褶皱轴部、断层带附近的裂隙都很发育。因此构造裂隙水有下述三种分布特征。

a. 脉状分布。多存在于坚硬岩石张开裂隙中，其特点是裂隙分布不均匀，连通性差，所含脉状构造裂隙水各有独立系统、补给源及排泄条件，不能形成统一的水位。水量较小，有的是裂隙-潜水型的，有的是裂隙-承压水型的。

b. 带状分布。多分布于断层破碎带中，一般受大气降水及地表水补给，在一定范围内有统一的补给源及排泄通道，水量大、延伸远、水位一致。由于断层破碎带均有一定的倾斜角度，故地表浅处为裂隙-潜水型，地下深处则为裂隙-承压水型。带状构造裂隙水的特征主要取决于断层破碎带的性质、宽度、长度、充填物及两盘的岩性情况。

c. 层状分布。主要分布在软、硬互层的坚硬岩石中。因为构造运动常使软岩变形而不破裂，使硬岩形成构造裂隙。例如砂岩、页岩互层地带，常在砂岩中形成层状构造裂隙水，而页岩成为隔水层，故这种地下水多属裂隙-承压水型。水量、水质取决于坚硬岩石中裂隙发育程度、岩石性质及埋藏条件。

综上所述，裂隙水的分布、补给、径流、排泄、水量及水质特征受裂隙的成因、性质及发育程度的影响，只有很好地研究裂隙的发生、发展规律，才能更好地掌握裂隙水的规律。

（3）岩溶水

埋藏于岩石溶隙中的重力水称为岩溶水(或喀斯特水)。岩溶水可以是潜水，也可以是承压水。一般来说，在裸露的石灰岩中分布的岩溶水主要是潜水；当岩溶化岩层被其他岩层所覆盖时，岩溶潜水可以转变为岩溶承压水。

3.2.3 地下水对土木工程的影响

1. 地下水水质评价

地下水水质评价的目的主要是满足生活用水、机车用水和工程用水等对水质的要求，以及了解地下水对混凝土的侵蚀性。

（1）饮用水水质评价

我国自2007年7月起修订实施的《生活饮用水卫生标准》(GB 5749—2006)，以保证身体健康为主要目的，共计规定了35项指标，其中1～4项为物理性质指标，5～15项为化学成分指标。表3-7列出了前12项指标。



表 3-7 生活饮用水水质标准(部分)

编 号	项 目	标 准
1	颜色	色度不超过 15 度，并不得呈现其他异色
2	浑浊度	不超过 3 度，特殊情况不超过 5 度
3	嗅觉和味觉	不得有异臭、异味
4	肉眼可见物	不得含有
5	pH	6.5～8.5
6	总硬度	(以 $CaCO_3$ 计)不超过 450mg/L
7	铁	不超过 0.3mg/L
8	锰	不超过 0.1mg/L
9	铜	不超过 1.0mg/L
10	锌	不超过 1.0mg/L
11	挥发酚类	不超过 0.002mg/L
12	阴离子合成洗涤剂	不超过 0.3mg/L

随着生活水平的提高和环境污染的日趋严重，人们对饮用水的要求也越来越高。1976 年我国制定的《生活饮用水卫生标准》共有 23 项指标，1985 年制定的标准增加到 35 项，2001 年制定的标准有 96 项指标，而从 2007 年 7 月开始指标增加到 106 项。

(2) 工业用水水质评价

工程用水主要是施工拌和混凝土用水，其水质标准主要是：pH 不得小于 4；SO_4^{2-} 含量不超过 1500mg/L；此外，不得使用海水或其他含有盐类的水，不得使用沼泽水、泥炭地的水、工厂废水及含矿物质较多的硬水拌和混凝土，含有脂肪、植物油、糖类及游离酸等杂质的水也禁止使用。

2. 地下水与工程

地下水是地质环境的重要组成部分，且最为活跃。在许多情况下地质环境的变化常常是由地下水的变化引起的。引起地下水变化的因素很多，可归纳为自然因素和人为因素两大类。自然因素主要是指气候因素，如降水引起的地下水的变化，涉及范围大，且是可预测的。引起地下水变化的人为因素有很多种，往往带有偶然性，局部发生，难以预测，对工程危害很大。

在土木工程建设中，地下水常常起着重要作用。地下水对土木工程的不良影响主要有如下几方面。

(1) 地面沉降

在松散沉积层中进行地下洞室、深基础施工时，往往需要人工降低地下水位。若降水不当，会使周围地基土层产生固结沉降，轻者造成邻近建筑物或地下管线的不均匀沉降；

重者使建筑物基础下的土体颗粒流失，甚至淘空，导致建筑物开裂和安全危机。

如果抽水井滤网和砂滤层的设计不合理或施工质量差，则抽水时会将土层中的黏粒、粉粒，甚至细砂等细小土颗粒随同地下水一起带出地面，使周围地面土层很快产生不均匀沉降，造成地面建筑物和地下管线不同程度的损坏。另外，井管开始抽水时，井内水位下降，井外含水层中的地下水不断流向滤管，经过一段时间后，在井周围形成漏斗状的弯曲水面——降水漏斗。在降水漏斗范围内的土层会发生渗透固结而发生固结沉降。由于土层的不均匀性和边界条件的复杂性，降水漏斗往往是不对称的，会使周围建筑物或地下管线产生不均匀沉降，甚至开裂。


【地下水超采形成地裂缝】

城市大面积抽取地下水，将造成大规模的地面沉降。前些年，天津市由于抽水使地面最大沉降速率每年高达262mm，最大沉降量达2.16m。

控制地面沉降最好的方法是合理开采地下水，多年平均开采量不能超过平均补给量。如果这样做，地下水位则不会有多大变化，地面沉降也不会发生或沉降量很小，不至造成灾害。在地面沉降已经严重发生的地区，对含水层进行回灌可使地面沉降适当恢复，但要想大量恢复是不可能的。

（2）流砂

流砂是地下水自下而上渗流时土产生流动的现象，它与地下水的动水压力有密切关系。当地下水的动水压力大于土粒的有效重度或地下水的水力坡度大于临界水力坡度时，土颗粒之间的有效应力等于零，土颗粒便会悬浮于水中并随水一起流出产生流砂。这种情况的发生常常是由于在地下水位以下开挖基坑、埋设地下管道、打井等工程活动而引起的，因此流砂是一种工程地质现象，易产生在细砂、粉砂、粉质黏土等土中。流砂在工程施工中会造成大量的土体流动，致使地表塌陷或建筑物的地基破坏，给施工带来很大困难，或直接影响建筑工程及附近建筑物的稳定。如果在沉井施工中产生严重流砂，沉井会突然下沉，无法用人力控制，以致沉井倾斜，甚至发生重大事故。

在可能产生流砂的地区，若其上面有一定厚度的土层，应尽量利用上面的土层作天然地基，也可用桩基穿过流砂，总之应尽可能避免开挖。如果必须开挖，则可用以下方法处理流砂。

① 人工降低地下水位。使地下水位降至可能产生流砂的地层以下，然后开挖。

② 打板桩。在土中打入板桩，一方面可以加固坑壁，另一方面可以增加地下水的渗流路程以减小水力坡度。

③ 冻结法。用冷冻方法使地下水结冰，然后开挖。

④ 水下挖掘。在基坑（或沉井）中用机械在水下挖掘，避免因排水而产生流砂的水头差，为了增加砂的稳定性，也可向基坑中注水并同时进行挖掘。

此外，处理流砂的方法还有化学加固法、爆炸法及加重法等。在基槽开挖的过程中局部地段出现流砂时，立即抛入大石块等，可以克服流砂的活动。

（3）潜蚀

潜蚀作用可分为机械潜蚀和化学潜蚀两种。机械潜蚀是指土粒在地下水的动水压力作用下受到冲刷，将细粒冲走，使土的结构破坏，形成洞穴的作用；化学潜蚀是指地下水溶解土中的易溶盐分，使土粒间的结合力和土的结构破坏，将土粒带走，形成洞穴的作用。

这两种作用一般是同时进行的。在地基土层内如具有地下水的潜蚀作用时，将会破坏地基土的强度，形成空洞，造成地表塌陷，影响建筑工程的稳定。在我国的黄土层及岩溶地区的土层中，常有潜蚀现象产生，修建建筑物时应予以注意。

【潜蚀形成管涌】

对潜蚀的处理可以采用堵截地表水流入土层、阻止地下水在土层中流动、设置反滤层、改造土的性质、减小地下水流速及水力坡度等措施。这些措施应根据当地的具体地质条件分别或综合采用。



【坝基管涌失事】

(4) 浮托作用

当建筑物基础底面位于地下水位以下时，地下水对基础底面会产生静水压力，即产生浮托力。如果基础位于粉性土、砂性土、碎石土和节理裂隙发育的岩石地基上，则按地下水位的100%计算浮托力；如果基础位于节理裂隙不发育的岩石地基上，则按地下水位的50%计算浮托力；如果基础位于黏性土地基上，其浮托力较难确切地确定，应结合地区的实际经验考虑。

地下水不仅对建筑物基础产生浮托力，同样对其水位以下的岩石、土体产生浮托力。所以《建筑地基基础设计规范》(GB 50007—2011)中规定：确定地基承载力设计值时，无论是基础底面以下土的天然重度还是基础底面以上土的加权平均重度，地下水位以下一律取有效重度。

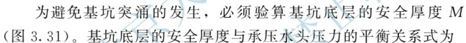
(5) 基坑突涌

当基坑下伏有承压含水层时，开挖基坑减小了底部隔水层的厚度。当隔水层较薄经受不住承压水头压力作用时，承压水的水头压力会冲破基坑底板，这种工程地质现象被称为基坑突涌。



【双排拉森钢板桩围堰】

为避免基坑突涌的发生，必须验算基坑底层的安全厚度 M (图3.31)。基坑底层的安全厚度与承压水头压力的平衡关系式为



$$\gamma M=\gamma_{w}H \tag{3-4}$$

式中 γ、γ_{w}——分别为黏性土的重度和地下水的重度；

H——相对于含水层顶板的承压水头值；

M——基坑底层的安全厚度，即基坑开挖后黏土层的厚度。

所以，基坑底的安全厚度必须满足式(3-5)。

$$M>\frac{\gamma_{w}}{\gamma}H \tag{3-5}$$

如果基坑底层的安全厚度 M 数值不够，为防止基坑突涌，则必须对承压含水层进行预先排水，使其承压水头下降至基坑底能够承受的水头压力(图3.32)，而且，相对于含水层顶板的承压水头 H_{w} 必须满足式(3-6)。



【桥涵井点降水法施工】

$$H_{w}<\frac{\gamma}{\gamma_{w}}M \tag{3-6}$$



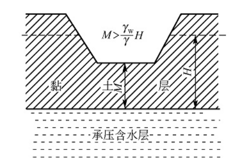


图 3.31　基坑底层的安全厚度 M

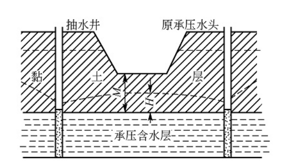


图 3.32　防止基坑突涌的排水降压

(6) 地下水对混凝土的侵蚀

土木工程建筑物，如房屋桥梁基础、地下洞室衬砌和边坡支挡建筑物等，都要长期与地下水相接触，地下水中各种化学成分与建筑物中的混凝土产生化学反应，使混凝土中某些物质被溶蚀，强度降低，结构遭到破坏，或者在混凝土中生成某些新的化合物，这些新的化合物生成时体积会膨胀，会使混凝土开裂破坏。

地下水对混凝土的侵蚀有以下几种类型。

① 溶出侵蚀。硅酸盐水泥遇水硬化，生成氢氧化钙 [$Ca(OH)_2$]、水化硅酸钙($2CaO \cdot SiO_2 \cdot 12H_2O$)、水化铝酸钙($2CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6H_2O$)等。地下水在流动过程中将上述生成物中的 $Ca(OH)_2$ 及 CaO 成分不断溶解带走，结果使混凝土的强度下降。这种溶解作用不仅和混凝土的密度、厚度有关，而且和地下水中 HCO_3^- 的含量关系很大，因为水中 HCO_3^- 与混凝土中 $Ca(OH)_2$ 反应生成 $CaCO_3$ 沉淀，即

$$Ca(OH)_2+2HCO_3^- = CaCO_3\downarrow+2H_2O+CO_3^{2-}$$

$CaCO_3$ 不溶于水，既可以充填混凝土空隙，又可以在混凝土表面形成一个保护层，防止 $Ca(OH)_2$ 溶出，因此 HCO_3^- 含量越高，水的侵蚀性越弱，当 HCO_3^- 含量低于 2.0mg/L 或暂时硬度小于 3 度时，地下水具有溶出侵蚀性。

② 碳酸侵蚀。几乎所有的水中都含有以分子形式存在的 CO_2，常称之为游离 CO_2。水中的 CO_2 与混凝土中的 $CaCO_3$ 的化学反应是一种可逆反应，即

$$CaCO_3+CO_2+H_2O \rightleftharpoons Ca(HCO_3)_2 \rightleftharpoons Ca^{2+}+2HCO_3^-$$

当 CO_2 含量过多时，反应向右进行，使 $CaCO_3$ 不断被溶解；当 CO_2 含量过少，或水中的 HCO_3^- 含量过高时，反应向左进行，析出固体的 $CaCO_3$。只有当 CO_2 与 HCO_3^- 的含量达到平衡时，生成的和被溶解的 $CaCO_3$ 数量相等，反应才相对静止，此时所需的 CO_2 含量称为平衡 CO_2。若游离 CO_2 含量超过平衡时所需含量，则超出的部分称为侵蚀性 CO_2，它会使混凝土中的 $CaCO_3$ 被溶解，直到形成新的平衡为止。可见，侵蚀性 CO_2 越多，对混凝土的侵蚀性越强。当地下水流量、流速都较大时，CO_2 容易不断得到补充，平衡不易建立，侵蚀作用不断进行。

③ 硫酸盐侵蚀。当水中 SO_4^{2-} 含量超过一定数值时，会对混凝土造成侵蚀破坏。一般 SO_4^{2-} 含量超过 250mg/L 时，就可能与混凝土中的 $Ca(OH)_2$ 作用生成石膏。石膏在吸收 2 个分子的结晶水生成二水石膏($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)的过程中，体积会膨胀到原来的 1.5 倍。SO_4^{2-}、石膏还可以与混凝土中的水化铝酸钙作用，生成水化硫铝酸钙结晶，其中含有多

达31个分子的结晶水，又使新生成物体积增大到原来的2.2倍。其化学方程式如下。

$$3(CaSO_4 \cdot 2H_2O) + 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6H_2O + 19H_2O \longrightarrow 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3CaSO_4 \cdot 31H_2O$$

水化硫铝酸钙的形成会使混凝土严重溃裂，现常称之为水泥细菌。

当使用含水化铝酸钙极少的抗酸水泥时，可大大提高抗硫酸盐侵蚀的能力；当水中SO_4^{2-} 含量低于3000mg/L时，就不具有硫酸盐侵蚀性。

④ 一般酸性侵蚀。地下水的pH较小时，酸性较强，这种水与混凝土中的$Ca(OH)_2$作用生成各种钙盐，若生成物易溶于水，则混凝土被侵蚀。一般认为地下水的pH小于5.2时具有侵蚀性。

⑤ 镁盐侵蚀。地下水中的镁盐($MgCl_2$、$MgSO_4$等)与混凝土中的$Ca(OH)_2$作用生成易溶于水的$CaCl_2$及易产生硫酸盐侵蚀的$CaSO_4$，使$Ca(OH)_2$含量降低，引起混凝土中其他水化物的分解破坏。一般认为Mg^{2+}含量大于1000mg/L时有侵蚀性，通常地下水中Mg^{2+}含量都小于此值。

地下水对混凝土的侵蚀除与水中化学成分的单独作用及相互影响有密切关系外，还与建筑物所处的环境、使用的水泥品种等因素有关，必须综合考虑。



知识链接

随着社会经济的快速发展和地下水开发技术的不断提高，我国地下水开发正在向“深、广”发展，开采层不断加深，开采范围不断扩大。全国660个城市中，开采地下水的城市有400多个；地下水有效灌溉面积达7.48亿亩（1亩=666.67m^2），占全国耕地总面积的40%；过去东南沿海从不开采地下水的地区，现在也大量开采地下水；华北平原、长江三角洲等地区，因浅层地下水污染，地下水开采已大量转向深层地下水。地下水的开发利用，一方面给社会经济发展提供了水源支撑；另一方面不合理、超量开采地下水，也诱发了许多环境地质问题。特别是以地下水为主要供水水源的北方城市和地区，掠夺式开采现象严重，引发的环境地质问题突出。

从《中国地下水环境地质问题图》反映出的地下水主要环境地质问题有区域地下水降落漏斗、地面沉降、地裂缝、地面塌陷、海水入侵和土壤盐渍化等，主要分布在地下水集中开采和超量开采地区。

1. 区域地下水降落漏斗

初步统计，全国已形成区域地下水降落漏斗100多个，漏斗区总面积达1.5×10^5km^2，主要分布在北方地区。华北平原由于大量开采深层地下水，形成了跨京、津、冀、鲁的区域地下水降落漏斗群，有近7×10^4km^{2}面积的地下水位低于海平面。长江三角洲等地区的深层承压水头下降幅度和范围也在不断扩大。区域地下水位下降还使平原或盆地的湿地萎缩或消失，地表植被破坏，导致生态环境退化。

2. 地面沉降、地裂缝

全国有近70个城市因不合理开采地下水诱发了地面沉降，沉降范围达6.4×10^4km^2，沉降中心最大沉降量超过2m的有上海、天津、太原、西安、苏州、无锡、常州等城市，

天津塘沽的沉降量达到3.1m。西安、大同、苏州、无锡、常州等地的地面沉降同时还伴有地裂缝，对城市基础设施构成严重威胁。产生地裂缝的地区还有河北、山东、云南、广东、海南等地。

3. 地面塌陷

超量开采岩溶地下水造成地面塌陷，主要分布在广西、广东、贵州、湖南、湖北、江西等省(自治区)，在福建、河北、山东、江苏、浙江、安徽、云南等省份也有分布。昆明、贵阳、六盘水、桂林、泰安、秦皇岛等城市的岩溶塌陷最为典型，湖南、广东的一些矿区矿坑排水产生的塌陷数量最多。据不完全统计，近年来，全国共发生岩溶塌陷3000多处，塌陷面积在300km^2以上。

4. 海水入侵

沿海地区的大连、秦皇岛、沧州、烟台、北海和海南新英湾等地的地下水开采诱发了海水入侵，导致地下水水质恶化，全国海水入侵总面积近1000km^2。其中，山东莱州湾南岸和辽东半岛海水入侵最为严重，成为制约当地经济发展的重要因素。

5. 土壤盐渍化

天然形成的原生土壤盐渍化问题主要分布于我国东北的松嫩平原和西北地区，黄淮海地区也有分布，主要有黑龙江、吉林、内蒙古、甘肃、新疆、河北、河南、山东等省及宁夏回族自治区。由于长期的气候干旱，农业灌溉和工业用水量不断增加，造成地下水位普遍下降，表层土壤富集的盐分被淋滤到地下，土壤盐渍化程度降低，盐渍化面积缩小，我国现在的土壤盐渍化面积仅为20世纪80年代初分布面积的31.4%。人为活动形成的次生土壤盐渍化问题，主要分布在我国黄河中游和西北内陆盆地大量引用地表水灌溉的农业区。

资料来源：科学网。

本章小结

(1) 地表水可分为暂时性流水和长期流水；暂时性流水的地质作用有淋滤作用、洗刷作用和冲刷作用；不同的作用形成不同的沉积层，分别为残积层、坡积层、洪积层和冲积层。

(2) 河流是地表最活跃的外营力，它的侵蚀和淤积作用不仅塑造了河漫滩、阶地等重要的地表形态，而且常对工程建设造成各种危害。

(3) 作用于海岸带的主要动力是波浪，波浪在向岸运动的过程中主要产生破碎和折射，这一过程与海岸带地形的关系极为密切。

(4) 岩土中的空隙包括孔隙、裂隙和溶隙，它们是地下水赋存和运动的通道；地下水根据埋藏条件可以分为上层滞水、潜水和承压水。

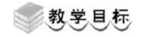
(5) 地下水对工程的影响主要有地面沉降、流砂、潜蚀、浮托作用、基坑突涌，以及水对混凝土的侵蚀等。

思 考 题

1. 什么是淋滤作用？试说明其地质作用特征。
2. 河流地质作用表现在哪些方面？河流侧蚀作用和公路建设有何关系？
3. 什么是残积层？试说明残积层的工程地质特征。
4. 第四系沉积物的主要类型有哪几种？
5. 什么是地下水？地下水的物理性质包括哪些内容？地下水的化学成分有哪些？
6. 地下水按埋藏条件可以分为哪几种类型？它们有何不同？试简述之。
7. 试说明地下水与工程建设的关系。



第4章 常见的地质灾害



教学目标

通过本章学习，应达到以下目标。

(1) 掌握常见的地质灾害（如滑坡、崩塌、岩堆、泥石流、边坡变形破坏、岩溶等）的基本概念、形成条件、基本类型、防治原则及措施。

(2) 熟悉地震的成因类型，掌握震级、烈度的概念，正确认识震级与烈度的关系。

(3) 熟悉分析边坡稳定问题的各种方法。

教学要求

知识要点	掌握程度	相关知识
滑坡、崩塌、岩堆、泥石流、边坡变形破坏、岩溶等的认识与防治	(1) 野外能识别滑坡的形态特征；能对滑坡进行分类；掌握滑坡的防治原则及措施 (2) 了解崩塌及岩堆的形成条件与防治措施 (3) 掌握泥石流的形成条件与防护措施 (4) 熟悉岩质边坡变形破坏的基本类型与稳定性分析方法 (5) 掌握岩溶的形成条件、发育规律及防治措施	滑坡、崩塌、岩堆、泥石流、边坡变形破坏、岩溶等的基本概念、形成条件、基本类型、防治原则及措施
地震的地质作用	(1) 掌握地震波的传播特点 (2) 掌握地震对建筑物的影响	(1) 地震波的分类 (2) 地震震级与地震烈度



基本概念

滑坡、崩塌、岩堆、泥石流、松弛张裂、岩溶、牵引式滑坡、推动式滑坡、休止角、地震、地震震级、地震烈度。

地质灾害是指由于地质作用对人类生存和发展造成的危害。地质灾害包括自然地质灾害和人为地质灾害。自然地质灾害是由于自然地质作用引起的灾害。例如，地球内力地质作用引起的火山爆发、地震和外力地质作用引起的滑坡、崩塌、岩堆、泥石流等。传统的工程地质学研究自然地质灾害的特征、类型、形成条件、作用机理，对工程建筑的危害、防治措施及原则等内容。人为地质灾害是由于人类工程活动使周围地质环境发生恶化而诱发的地质灾害。例如，工程开挖诱发的山体松动、滑坡和崩塌；修建水库诱发的地震；城市过度开采地下水引起的地面沉降；水土流失导致的洪涝灾害加剧；等等。

地质灾害是各种灾害中最重要的一种。据估计，我国由地质灾害造成的损失约占各种灾害总损失的35％。在地质灾害中，滑坡、崩塌、岩堆、泥石流及人类工程活动诱发的浅表性地质灾害造成的损失占一半以上，每年约损失200亿元，而且大多集中在我国西部山区和高原地带，这对我国经济建设重点逐渐向中西部转移和开发西部战略有重大影响，因此必须予以足够的重视。

本章重点介绍在土木工程建设中最常见的几种地质灾害。



【山体滑坡】

4.1 滑　　坡



4.1.1 滑坡及其形态特征

边坡(也称斜坡)上大量的岩土体在重力作用下，沿着边坡内部一个或几个滑动面(或滑动带)整体向下滑动，且水平位移大于垂直位移的坡体变形现象称为滑坡。

滑坡是山区交通线路、水库和城市建设中经常碰到的工程地质问题之一，由此造成的损失和危害极大。在进行新线路勘测设计时，如果没有查明滑坡的存在，施工期间开挖边坡后，边坡上的岩土体就会发生滑动，形成滑坡。一些规模巨大的滑坡，有时还会迫使正在修建的线路不得不放弃已建工程，重新选线。运营线上因为发生滑坡中断行车的事故，历年都有发生。例如，1981年宝成线北段暴雨成灾，引起大量的滑坡、泥石流，整段路基被毁，桥梁被冲垮，行车被中断数月，一些地段不得不进行局部改建，改建工程历时4年之久，由此造成的损失巨大。

据不完全统计，我国铁路沿线大小滑坡1000余处，绝大多数分布于西南、中南、华东、西北等地区，大致沿黄河以南，贺兰山、六盘山、横断山脉以东的铁路沿线滑坡比较集中，约占滑坡总数的80％；此线以北和以西的铁路沿线，滑坡分布零散，规模也较小，仅占滑坡总数的20％。受滑坡危害的铁路线有宝成、宝天、成昆、鹰厦、川黔、襄渝等线，滑坡分布平均密度一般每百千米超过10处，个别甚至可达20～30处。

为了正确地识别滑坡，必须知道滑坡的形态特征。通常来说，滑坡在滑动过程中会在地面留下一系列形态，这些形态特征可以作为判断是否有滑坡存在的可靠标志。

通常一个发育完全、比较典型的滑坡，具有如图4.1所示的形态特征。

① 滑坡体。沿滑动面向下滑动的那部分岩土体称为滑坡体，也可简称为滑体。滑坡体的体积，小的为几百至几千立方米，大的可达几百万甚至几千万立方米。

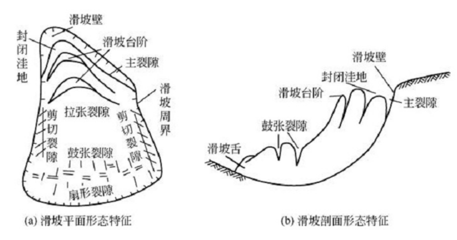


图 4.1　滑坡平面、剖面形态特征

② 滑动面。滑坡体沿其滑动的面称为滑动面。此面是滑坡体与下面不动的滑坡床之间的分界面。有的滑坡有明显的一个或几个滑动面；有的滑坡没有明显的滑动面，而有一定厚度的由软弱岩土层构成的滑动带。大多数滑动面由软弱岩土层层理面或节理面等软弱结构面贯通成面。确定滑动面的性质和位置是进行滑坡整治的先决条件和主要依据。

③ 滑坡床和滑坡周界。滑坡面下稳定不动的岩土体称为滑坡床；平面上滑坡体与周围稳定不动的岩土体的分界线称为滑坡周界。

④ 滑坡壁。滑坡体后缘与不滑动岩土体断开处形成的高数十厘米至数十米的陡壁称为滑坡壁。滑坡壁平面上呈弧形，是滑动面上部在地表露出的部分。

⑤ 滑坡台阶。滑坡体各部分下滑速度差异或滑坡体沿不同滑动面多次滑动，在滑坡上部形成的阶梯状台面称为滑坡台阶。

⑥ 滑坡舌。滑坡体前缘伸出如舌状的部分称为滑坡舌。由于受滑坡床摩擦阻滞，舌部往往隆起形成滑坡鼓丘。

⑦ 滑坡裂隙。在滑坡体及其周界附近有各种裂隙：滑坡后缘一系列与滑坡壁平行的弧形拉张裂隙（其中沿滑坡壁向下的拉张裂隙最深、最长、最宽，称为主裂隙）；滑坡体两侧周界生成的与周界线斜交的剪切裂隙；滑坡体前缘鼓丘上形成的与滑动方向垂直的鼓张裂隙；滑坡舌处形成的与舌前缘垂直的扇形裂隙。

此外，在滑坡体上还常见有各种地貌、地物特征，可作为确定滑坡的重要参考。例如，在滑坡体上房屋开裂甚至倒塌；滑坡体上的“马刀树”和“醉林”现象；滑坡周界处双沟同源现象；滑坡体表面坡度比周围未滑动斜坡坡度变缓现象；等等。

4.1.2　滑坡的形成条件及影响因素

1. 滑坡的形成条件

滑坡的发生，是斜坡岩土体平衡条件遭到破坏的结果。由于斜坡岩土体的特性不同，滑动面的形状也各不相同，一般有平面形和圆弧形两种。两者表现虽有不同，但平衡关系的基本原理相同。



(1) 滑动面为平面形时

当斜坡岩土体沿平面 AB 滑动时，其平衡示意如图 4.2 所示。

斜坡的平衡条件为由岩土体重力 G 所产生的侧向滑动分力 T 等于或小于滑动面的抗滑阻力 F。通常以稳定系数 K 表示这两力之比，即

$$K=\frac{\text{总抗滑力}}{\text{总下滑力}}=F/T \tag{4-1}$$

很显然，若 $K<1$，斜坡平衡条件将遭到破坏而形成滑坡；若 $K\geqslant 1$，斜坡处于稳定状态或极限平衡状态。

(2) 滑动面为圆弧形时

斜坡岩土体沿圆弧面 AB 滑动时，其平衡示意如图 4.3 所示。

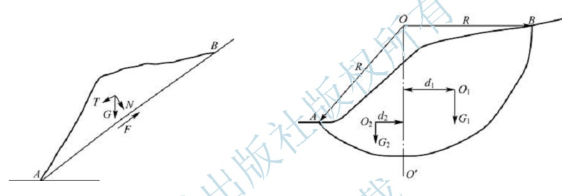


图 4.2 平面滑动的平衡示意　　图 4.3 圆弧滑动的平衡示意

图中圆弧 AB 为假定的滑动圆弧面，其相应的滑动中心为 O 点，R 为滑动圆弧半径。过滑动圆心 O 做一铅直线 OO'，将滑坡体分为两部分：在 OO' 线右侧部分为“滑动部分”，其重心为 O_1，重力为 G_1，它使斜坡岩土体具有向下滑动的趋势，对 O 点的滑动力矩为 G_1d_1；在 OO' 线左侧部分为随动部分，起着阻止斜坡滑动的作用，具有与滑动力矩方向相反的抗滑力矩 G_2d_2。因此，其平衡条件为：滑动部分对 O 点的滑动力矩 G_1d_1 等于或小于随动部分对 O 点的抗滑力矩 G_2d_2 与滑动面上的抗滑力矩 $\tau\cdot AB\cdot R$ 之和，即

$$G_1d_1\leqslant G_2d_2+\tau\cdot AB\cdot R \tag{4-2}$$

式中　τ——滑动面上的抗剪强度。

其稳定系数 K 为

$$K=\frac{\text{总抗滑力矩}}{\text{总滑动力矩}}=\frac{G_2d_2+\tau\cdot AB\cdot R}{G_1d_1} \tag{4-3}$$

同理，若 $K<1$，斜坡平衡条件遭到破坏而形成滑坡；若 $K\geqslant 1$，斜坡处于稳定状态或极限平衡状态。

由上述力学分析得出结论，滑坡的形成条件为：①必须形成一个贯通的滑动面；②总下滑力(矩)大于总抗滑力(矩)。

2. 影响滑坡形成和发展的因素

从上述分析可以看出，斜坡平衡条件的破坏与否，也就是说滑坡发生与否，取决于下

滑力(矩)与抗滑力(矩)的对比关系。而斜坡的外形基本上决定了斜坡内部的应力状态(剪切力大小及其分布)，组成斜坡的岩土性质和结构决定了斜坡各部分抗剪强度的大小。当斜坡内部的剪切力大于岩土的抗剪强度时，斜坡将发生剪切破坏而滑动，自动地调整其外形来与之相适应。因此，凡是能引起斜坡外形改变和使岩土性质恶化的因素，都将是影响滑坡形成的因素，这些因素概括起来主要有以下几个方面。

① 地形地貌条件。斜坡的高度和坡度与斜坡稳定性有密切关系。通常，开挖的边坡越高、越陡，稳定性越差。力学分析表明，开挖边坡会在坡顶出现拉应力，在坡脚出现剪应力集中，边坡越高、越陡，拉应力区域和剪应力集中程度越大。

② 地层岩性。坚硬完整岩体构成的斜坡，一般不易发生滑坡，只有当这些岩体中含有向坡外倾斜的软弱夹层、软弱结构面，且倾角小于坡角、能够形成贯通滑动面时，才能形成滑坡。各种易于亲水软化的土层和一些软质岩层组成的斜坡，容易发生滑坡。容易发生滑坡的土层有胀缩性黏土、黄土和黄土类土及黏性的山坡堆积层等。它们有的与水作用容易膨胀和软化；有的结构疏松，透水性好，遇水容易崩解，强度和稳定性极易受到破坏。容易发生滑坡的软质岩层有页岩、泥岩、泥灰岩等遇水易软化的岩层。此外，千枚岩、片岩等在一定条件下也容易发生滑坡。

③ 地质构造。埋藏于土体或岩体中倾向与斜坡一致的层面、夹层、基岩顶面、古剥蚀面、不整合面、层间错动面、断层面、裂隙面、片理面等，一般都是抗剪强度较低的软弱面，当斜坡受力情况突然变化时，都可能成为滑坡的滑动面。如黄土滑坡的滑动面，往往就是下伏基岩面或是黄土的层面；有些黏土滑坡的滑动面就是自身的裂隙面。

④ 水的作用。水是导致滑坡的重要因素，绝大多数滑坡都必须有水的参与才能发生滑动。水对滑坡的作用主要表现在以下几个方面。

a. 增大岩土体质量，从而加大滑坡的下滑力。

b. 软化降低滑动带土的抗剪强度，主要表现为 c、φ 值的降低。

c. 增大岩土体的地下水动水压力。因滑动面土为相对隔水层，地表水体补给滑坡体后，多以滑动面为其渗流下限，通过滑坡体渗流，然后在滑坡前缘地带呈湿地或泉水外泄。当雨水量过大或滑坡体渗流不畅时，水头上涌形成地下水动水压力，除重度增大外还受水压作用，导致滑坡体下滑力增大。

d. 冲刷作用。冲刷作用主要是水流对抗滑部分的冲刷，导致斜坡失稳或滑坡复活，这是滑坡预报分析的重要依据。

e. 水的浮托作用。水的浮托作用主要是指滑坡前缘抗滑段被水淹没发生减重，削弱其抗滑能力而导致古滑坡复活，在水库和洪水淹没区常发生此类滑坡。但不是所有古滑坡都会因被淹没而复活。

⑤ 人为因素及其他因素。人为因素主要指人类工程活动不当，包括工程设计不合理和施工方法不得当造成短期甚至十几年后发生滑坡的恶果。其他因素中主要应考虑地震、风化作用、降雨等可能引发滑坡或对滑坡的发展有影响的因素。

在公路和铁路工程的施工阶段，开挖路堑、堆土筑堤也常常导致边坡滑动。这是由于切坡不当破坏了边坡支撑，或者任意在边坡上堆填土石方增加荷重，改变了边坡的原始平衡条件等人为因素造成的。据川黔线资料，施工前赶水至贵阳段 51 个地质不良工点滑坡

只有 3 处，施工后赶水至贵阳段共有滑坡 70 处，这些滑坡绝大多数是施工期间发生的，这也说明人为因素对滑坡的产生有着十分重大的影响。

我国是一个多地震的国家，因地震而导致的滑坡灾害也非常严重。如 1973 年的四川炉霍地震，沿鲜水河谷共发生 133 处滑坡。地震诱发滑坡，是因为边坡岩土体结构在地震的反复作用下破坏，抗剪强度降低，沿着岩土体中已有的软弱面或新产生的软弱面发生滑坡。一般认为，强度在五六级以上的地震就能引起滑坡。

列车振动有时也能促使边坡滑动。1952 年宝天线上一列火车刚通过滑坡地区，边坡就发生了滑动。

4.1.3 滑坡的分类

自然界滑坡数量繁多，发育在各种不同的边坡上，组成的岩土体类型又不尽相同，滑动时表现出各不相同的特点。为了更好地认识和治理滑坡，对滑坡作用的各种环境、现象特征及形成滑坡的各种因素进行概括，以便反映出各类滑坡的特征及其发生、发展的规律，从而有效地预防滑坡的发生，或在滑坡发生之后有效地治理它，减少它的危害，这就需要对滑坡进行分类。根据滑坡的不同特征和不同工程的要求，可以有多种滑坡分类方法，现介绍三种常用的分类方法。

1. 按滑坡力学特征分类

(1) 牵引式滑坡

牵引式滑坡是指滑坡体下部先失去平衡发生滑动，进而逐渐向上发展，使上部滑坡体受到牵引而跟随滑动。牵引式滑坡大多是因坡脚遭受冲刷和开挖而引起的。

(2) 推动式滑坡

推动式滑坡是指滑坡体上部局部破坏，上部滑动面局部贯通，向下挤压下部滑坡体，最后整个滑坡体滑动。推动式滑坡大多是由于滑坡体上部增加荷载或地表水沿张拉裂隙渗入滑坡体等原因引起的。

2. 按滑动面与地质构造特征分类

(1) 均质滑坡

均质滑坡是指发生在均质土体或极破碎的、强烈风化的岩体中的滑坡。均质滑坡的滑坡面不受岩土体中结构面的控制，多为近圆弧形滑动面，如图 4.4 所示。

(2) 顺层滑坡

顺层滑坡是指沿岩层面或软弱结构面形成滑动面的滑坡。顺层滑坡多发生在岩体层面与边坡面倾向接近，而岩层面倾角小于边坡坡度的情况下，如图 4.5 所示。

(3) 切层滑坡

切层滑坡是指滑动面切过岩层面的滑坡。切层滑坡多发生在沿倾向坡外的一组或两组节理面形成的贯通滑动面处，如图 4.6 所示。



【切层滑坡案例】

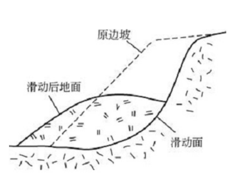


图 4.4　均质滑坡示意

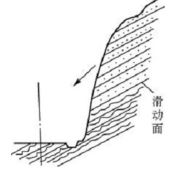


图 4.5　顺层滑坡示意

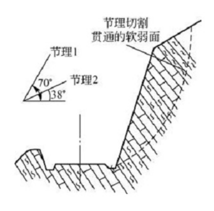


图 4.6　切层滑坡示意

3. 按滑坡体的主要物质组成分类



【堆积层滑坡案例】

(1) 堆积层滑坡

发生在各种松散堆积层中的滑坡称为堆积层滑坡。堆积层滑坡是公路工程中经常碰到的一种滑坡类型，多出现在河谷缓坡地带或山麓的坡积、堆积及其他重力堆积层中。它的产生往往与地表水和地下水的直接参与有关。滑坡体一般多沿下伏的基岩顶面、不同地质年代或不同成因的堆积物的接触面及堆积层本身的松散层面滑动。滑坡体厚度一般从几米到几十米不等。

(2) 黄土滑坡

发生在不同时期的黄土层中的滑坡称为黄土滑坡。它的产生常与裂隙及黄土对水的不稳定性有关，多见于河谷两岸高阶地的前缘斜坡上，常成群出现，且大多为中、深层滑坡。其中有些滑坡的滑动速度很快，变形急剧，破坏力强，属于崩塌性的滑坡。

(3) 黏土滑坡

发生在均质或非均质黏土层中的滑坡称为黏土滑坡。黏土滑坡的滑动面呈圆弧形，滑动带呈软塑状。黏土的干湿效应明显，干缩时多张裂，遇水作用后呈软塑或流动状态，抗剪强度急剧降低，所以黏土滑坡多发生在久雨或受水作用后，多属中、浅层滑坡。

(4) 岩层滑坡

发生在各种基岩岩层中的滑坡属岩层滑坡。它多沿岩层层面或其他构造软弱面滑动。岩层滑坡多发生在由砂岩、页岩、泥岩、泥灰岩及片理化岩层(千枚岩、片岩等)组成的斜坡上。

此外，滑坡按滑坡体规模的大小，可分为小型滑坡(滑坡体小于 $3\times10^4\text{m}^3$)、中型滑坡[滑坡体为$(3\sim5)\times10^5\text{m}^3$]、大型滑坡[滑坡体为$(0.5\sim3)\times10^6\text{m}^3$]、巨型滑坡(滑坡体大于 $3\times10^6\text{m}^3$)；按滑坡体的厚度大小分为浅层滑坡(滑坡体厚度小于 6m)、中层滑坡(滑坡体厚度为 6～20m)、深层滑坡(滑坡体厚度大于 20m)。

4.1.4 滑坡的防治

1. 滑坡的防治原则

滑坡的防治原则应当是以防为主、整治为辅；查明影响因素，采取综合整治；一次根

治，不留后患。在工程位置选择阶段，应尽量避开可能发生滑坡的区域，特别是大型、巨型滑坡区域；在工程场地勘测设计阶段，必须进行详细的工程地质勘测，对可能产生的新滑坡，采取正确、合理的工程设计，避免新滑坡的产生；对已有的老滑坡要防止其复活；对正在发展的滑坡应进行综合整治。

① 对于大型滑坡，其整治技术复杂、工程量大、时间较长，因此在勘测阶段，如果可以绕避且经济合理，首先应考虑路线绕避的方案。当必须于滑坡附近通过时，应按后缘、前缘、中部的顺序进行。后缘安全性大，整治工程小，应优先考虑，前缘则应选在缓坡滑动面段上通过，不得已再从中部通过。在已建成的路线上发生的大型滑坡，如改线绕避将会废弃很多工程，则应综合考虑各方面的情况，做出绕避、整治两个方案的比较。对于大型复杂的滑坡，常采用多项工程综合治理方案，应做整治规划，工程安排要有主次缓急，并观察效果和变化，随时修正整治措施。

② 对于中型或小型滑坡连续地段，一般情况下路线可不绕避，但应注意调整路线平面位置，以确定工程量小、施工方便、经济合理的路线方案。

③ 路线通过滑坡地区，要慎重对待：对发展中的滑坡要进行整治；对古滑坡要防止其复活；对可能发生滑坡的地段要防止其发生和发展；对变形严重、移动速度快、危害性大的滑坡或崩塌性滑坡，宜采取立即见效的措施，以防止其进一步恶化。

④ 整治滑坡一般应先做好临时排水工程，然后再针对滑坡形成的主要因素，采取相应措施。

2. 滑坡的防治措施

防治滑坡的工程措施，大致可分为排水、力学平衡法及改善滑动面或滑动带的岩土性质三类。目前常用的主要工程措施有排除地表水、排除地下水、刷方减载及修建支挡工程等。选择防治措施时，必须针对滑坡的成因、性质及其发展变化的具体情况而定。

（1）排水

排水的目的在于减少水体进入滑坡体内和疏干滑坡体中的水，以减小滑坡下滑力。

① 排除地表水。对滑坡体外的地表水要截流旁引，不使它流入滑坡体内。最常用的措施是在滑坡体外部斜坡上修筑截水沟，当滑坡体上方斜坡较高、汇水面积较大时，这种截水沟可能需要平行设置两条或三条。对滑坡体内的地表水，要防止它渗入滑坡体内，应尽快把地表水用排水明沟汇集起来引出滑坡体外。应尽量利用滑坡体地表自然沟谷修筑树枝状排水明沟，或与截水沟相连形成地表排水系统，如图 4.7 所示。

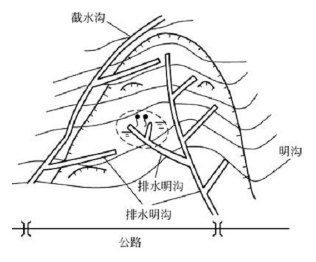


图 4.7 滑坡地表排水系统示意

地表排水沟要注意防止渗漏，沟底及沟坡均应以浆砌片石防护。图 4.8 所示为截水沟断面构造。

② 排除地下水。对于滑坡体内的浅层地下水，常用兼有排水和支撑双重作用的支撑盲沟截排地下水。支撑盲沟的位置多平行于滑动方向，一般设在地下水出露处，平面上呈Y形或I形，如图4.9所示。滑坡体内的地下水多来自滑坡体外，一般可采用截水盲沟引流疏干。截水盲沟(图4.10)的迎水面做成可渗透层，背水面为阻水层，以防盲沟内集水再渗入滑坡体；沟顶铺设隔渗层。

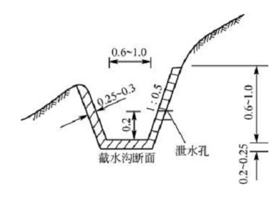


图4.8　截水沟断面构造(单位：m)

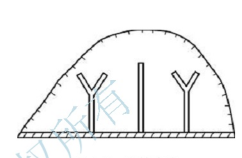


图4.9　支撑盲沟

(2) 力学平衡法

力学平衡法是在滑坡体下部修筑石垛、挡土墙、抗滑桩、锚索抗滑桩和抗滑桩板墙等支挡建筑物，以增加滑坡下部的抗滑力。另外，可采取刷方减载的措施以减小滑坡滑动力等。

① 修建支挡工程。支挡工程的作用主要是增加抗滑力，使滑坡不再滑动。常用的支挡工程有挡土墙、抗滑桩和锚固工程。

a. 挡土墙应用广泛，属于重型支挡工程。采用挡土墙时必须计算出滑坡的滑动推力、查明滑动面的位置，挡土墙基础必须设置在滑动面以下一定深度的稳定岩层上，墙后设排水沟，以消除对挡土墙的水压力，如图4.11所示。

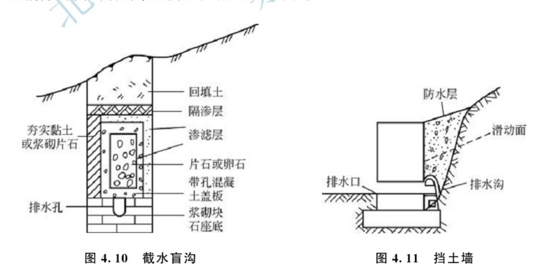


图4.10　截水盲沟　　　图4.11　挡土墙



【抗滑桩】

b. 抗滑桩(图4.12)是近20多年来逐渐发展起来的抗滑工程，已广为采用。桩材料多为钢筋混凝土，桩横断面可为方形、矩形或圆形，桩下部深入滑动面以下的长度应不小于全桩长的1/4～1/3。桩在平面上多沿垂直滑动方向成排布置，一般沿滑坡体前缘或中下部单排或双排布置。桩的排数、每排

的根数、每根的长度、断面尺寸等均应视滑坡具体情况而定。已修成的较大滑坡抗滑桩实例为 3 排共 50 多根桩，最长的单根桩约 50m，断面尺寸为 4m×6m。



【爆扩成孔灌注桩】

c. 锚固工程也是近 20 年来发展起来的新型抗滑加固工程，包括锚杆加固和锚索加固。通过对锚杆或锚索预加应力，增大垂直滑动面的法向压应力，从而增加滑动面的抗剪强度，阻止滑坡的发生。图 4.13 所示为锚固滑坡体。

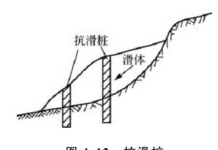


图 4.12　抗滑桩

图 4.13　锚固滑坡体

② 刷方减载。这种措施施工方便、技术简单，在滑坡防治中被广泛采用。其主要做法是将滑坡体上部岩土体清除，以减小下滑力；清除的岩土体可堆筑在坡脚，起反压抗滑作用。

(3) 改善滑动面或滑动带的岩土性质

改善滑动面或滑动带的岩土性质的目的是增加滑动面或滑动带的抗剪强度，以达到整治滑坡的要求。

改善滑动面或滑动带的岩土性质的方法主要有灌浆法、电渗法和焙烧法三种。灌浆法是把水泥砂浆或化学浆液注入滑动面或滑动带附近的岩土中，凝固和胶结作用使岩土体抗剪强度提高；电渗法是在饱和土层中通入直流电，利用电渗透原理疏干土体，提高土体强度；焙烧法是用导洞在坡脚焙烧滑动面或滑动带的土，使土变得像砖一样坚硬。

改善滑动面或滑动带岩土性质的方法在我国应用尚不广泛，有待进一步研究和实践。

4.2　崩塌及岩堆

4.2.1　崩塌

崩塌是指陡峻斜坡上的岩土体在重力作用下突然脱离坡体向下崩落的现象。崩落时破碎岩块倾倒、翻滚、跳跃、撞击、破碎，最后坠落堆积在坡脚。



【山体崩塌】

规模巨大的山坡崩塌称为山崩。斜坡的表层岩石由于强烈风化，沿坡面发生经常性的岩屑顺坡滚落现象，称为碎落。悬崖陡坡上个别较大岩块的崩落称为落石。

崩塌的规模相差悬殊，小型崩塌仅崩落几十至几百立方米岩土体，大型崩塌可崩落几

万至几千万立方米岩土体。1967年四川雅砻江岸坡一次大崩塌，落下岩块$6.8\times10^7m^3$，在河谷中堆起175m高的石堤，导致江水断流达9天。

崩塌是山区公路、铁路常见的一种病害现象。它来势迅猛，常可摧毁路基和桥梁，堵塞隧道洞门，击毁车辆，对道路交通造成严重危害。有时因崩塌堆积物堵塞河道，还会引起壅水或产生局部冲刷，导致路基水毁。

1. 崩塌的形成条件

崩塌虽发生比较突然，但它有一定的形成条件和发展过程。崩塌形成的基本条件，归纳起来，主要有以下几方面。

(1) 地形地貌条件

斜坡高、陡是形成崩塌的必要条件，规模较大的崩塌一般多发生在高度大于30m，坡度大于45°，尤其是大于60°的陡坡上。地形切割越强烈、高差越大，形成崩塌的可能性越大，且破坏性越严重。

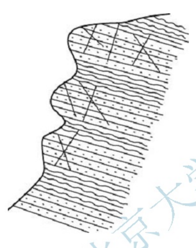


图4.14 凹凸不平的陡坡

斜坡的外部形状对崩塌的形成有一定的影响，一般在上缓下陡的凸坡和凹凸不平的陡坡(图4.14)上更容易发生崩塌。

(2) 岩性条件

坚硬的岩石(如厚层石灰岩、花岗岩、砂岩、石英岩、玄武岩)具有较大的抗剪强度和抗风化能力，能形成高峻的斜坡，在外来因素的影响下，一旦斜坡稳定性遭到破坏，即产生崩塌现象，如图4.15所示。所以，崩塌常发生在坚硬性脆的岩石构成的斜坡上。此外，由软硬互层(如砂岩与页岩互层、石灰岩与泥灰岩互层、石英岩和千枚岩互层)构成的陡峻斜坡，由于风化差异，斜坡外形凹凸不平，也容易产生崩塌，如图4.16所示。

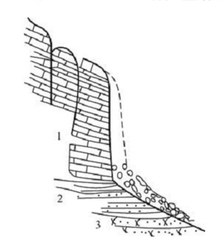


图4.15 坚硬岩石组成的斜坡前缘卸荷导致崩塌

1—砂岩；2—砂岩与页岩互层；3—石英岩

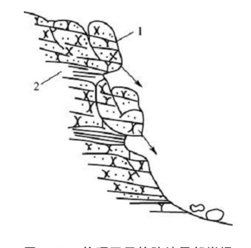


图4.16 软硬互层的陡坡局部崩塌

1—砂岩；2—页岩

(3) 构造条件

如果斜坡岩层或岩体完整性好，就不易发生崩塌。实际上，自然界的斜坡，经常是由



性质不同的岩层以各种不同的构造和产状组合而成的，而且常常为各种构造面所切割，从而削弱了岩体内部的联结，为产生崩塌创造了条件。一般来说，岩层的层面、裂隙面、断层面、软弱夹层或其他的软弱岩性带都是抗剪性能较低的"软弱面"。如果这些软弱面倾向临空且倾角较大，当斜坡受力情况突然变化时，被切割的不稳定岩块就可能沿着这些软弱面发生崩塌。

(4) 其他影响条件

① 降雨和地下水对崩塌的影响。大规模的崩塌多发生在暴雨或久雨之后。这是因为斜坡上的地下水多数能直接得到大气降水的补给，使其流量大大增加，在这种情况下，地下水和雨水联合作用，使斜坡上的潜在崩落体更易于失稳。其作用主要是：充满裂隙中的水及其流动对潜在崩落体产生静水压力和动水压力；裂隙充填物在水的浸泡下抗剪强度大大降低；充满裂隙的水对潜在崩落体产生向上的浮托力；不稳定岩体两侧裂隙中的水降低了它和稳定岩体之间的摩擦力。

② 地震对崩塌的影响。地震时地壳的强烈振动，使斜坡岩体突然承受巨大的惯性荷载，一方面使斜坡岩体中各种结构面的强度降低；另一方面，因为水平地震力的作用，斜坡岩体的稳定性也大大降低，从而导致崩塌，因此大规模的崩塌往往发生在强震之后。

③ 风化作用对崩塌的影响。斜坡上的岩体在各种风化应力的长期作用下，其强度和稳定性不断降低，最后导致崩塌。风化作用对崩塌的影响主要表现在以下几个方面。

a. 在斜坡坡度、高度等条件相同时，岩石的风化程度越高，岩体就越破碎，发生崩塌的可能性就越大。

b. 斜坡上不同岩体的风化差异，使岩体局部悬空，可能导致崩塌。

c. 陡坡上有倾向临空面的结构面，当其发生泥化作用或被风化物充填时，将促进不稳定岩体崩塌；高陡的人工边坡如果切割了原山坡的风化壳，可能引起风化壳沿完整岩体表面发生崩塌。

④ 人为因素对崩塌的影响。

不考虑边坡岩体结构的任意挖方，盲目采用大爆破施工等，破坏了岩体原有的结构，使岩体松动，结构面张开，为崩塌提供了有利条件。新线施工中发生的崩塌常与此有关。

有时，列车振动也能触发崩塌，京广线永济桥至乐昌的大崩塌就是在列车通过后两三分钟发生的。

2. 崩塌的防治措施

为确保交通安全，对线路通过崩塌地区必须采取各种工程措施，防止崩塌的发生，或使崩落物不危及线路。提出具体措施前，对崩塌的形成条件应做详细的调查，了解崩塌发生的原因，针对问题采取相应的措施。常用的工程措施有清除危岩与排水，镶补与支护，拦挡及绕避。

① 清除危岩与排水。清除边坡上可能发生坠落的危岩、行将失稳的孤石，以及严重风化、丧失强度的岩体，防患于未然；在有崩塌险情的岩体上方修筑截水沟，防止地表水渗入，消除崩塌的触发因素。

② 镶补与支护。对于岩体中张开的节理、裂隙，为防止其扩展和加速岩体崩塌，可以

用片石填塞，水泥砂浆镶补、勾缝。对于突出在悬崖外的“探头石”或底部失去支撑的危石，用废钢轨或浆砌片石垛(图 4.17)支撑；在边坡较高、坡面陡立的地段采用支护墙(图 4.18)，既可以防止岩石风化又可以起支撑作用。

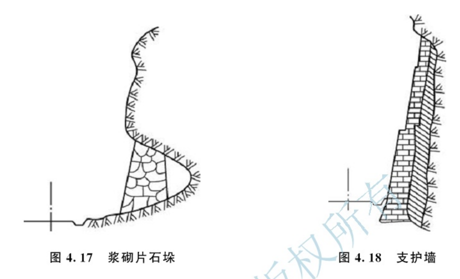


图 4.17　浆砌片石垛　　图 4.18　支护墙

③ 拦挡。规模较小的崩塌，落石经常砸坏钢轨，掩埋线路，可在山坡上或路基旁设挡石墙(图 4.19)；对于规模较大、频繁发生的崩塌，可以修建防崩塌明洞(图 4.20)、棚洞等遮挡建筑。

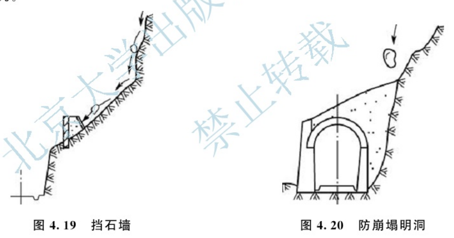


图 4.19　挡石墙　　图 4.20　防崩塌明洞

④ 绕避。对于规模巨大，工程上难以处理的大型崩塌地段，为确保线路运营安全，应予绕避。例如，成昆线原猴子岩隧道进口前地段，玄武岩沿柱状节理形成大崩塌，因治理困难，只好将线路内移以隧道通过。

4.2.2 岩堆

岩堆是指边坡岩体主要在物理风化作用下形成的岩石碎屑，由重力搬运到坡脚平缓地带堆积成的锥状体。

1. 岩堆的特征

岩堆内部多为较大的碎石、块石错乱叠置而成，细颗粒的泥沙较少，碎屑物之间没有胶结，或稍有胶结，但结构松散，处于“一触即溃”的极不稳定状态。



岩堆体是指松散岩石的堆集体，所以岩堆表面的坡度与岩堆组成物的天然休止角大致相近。休止角是散粒体物质在自然状态下保持稳定的极限坡角。它的大小与组成物的形状、粒径大小、岩石性质等有关。表面粗糙的、棱角状的大岩块，其休止角较大，一般为30°～40°。不同岩石组成的岩堆的平均天然休止角见表4-1，不同岩块大小的岩堆的天然边坡坡度见表4-2。

表4-1 不同岩石组成的岩堆的平均天然休止角

岩堆组成物质	平均天然休止角	岩堆组成物质	平均天然休止角
砂岩、页岩组成的碎石、砾石	35°	砂岩组成的岩块、碎石	33°
砂岩组成的岩块、碎石、砾石	32°	页岩组成的碎石、砾石	38°
		石灰岩组成的碎石	34°

表4-2 不同岩块大小的岩堆的天然边坡坡度

岩堆组成	岩石粒径/cm	天然边坡坡度
碎屑岩堆	≤1	(1∶1.5)～(1∶2.0)
碎石岩堆	1～8	(1∶1.25)～(1∶1.5)
石块岩堆	8～20	(1∶1.2)～(1∶1.32)
大石岩堆	>20	(1∶1.0)～(1∶1.2)

岩堆多分布在坡脚下，岩堆底部斜靠在倾斜的基岩面上，从岩堆剖面(图4.21)看，岩堆顶部坡度大于底部，极易滑移。一旦岩堆体下部稍有外力作用，接近天然休止角的岩堆就有可能沿基底接触面滑移。铁路勘察中，曾发生过把岩堆误认为岩体，而将线路或隧道洞门设置在岩堆体中，直到施工时才发现，而使工程陷于进退维谷境地的事件。因此，在山区线路工程地质勘察中，必须对岩堆进行认真的调查研究。

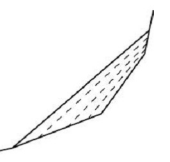


图4.21 岩堆剖面

岩堆大部分分布在近期构造运动上升强烈、物理风化作用盛行的地区。我国西南地区成昆线通过大渡河、牛日河峡谷区，两岸坡脚处岩堆接连分布，边坡上时有岩块滚落下来，岩堆大都处于发展增长阶段。

岩堆的发展和停止，主要取决于岩堆物质的供应来源。边坡上方物质来源枯竭时，岩堆就停止发展，根据表4-3提供的不同发展阶段的岩堆特征，可做出判断。

表4-3 不同发展阶段的岩堆特征

特　征	发展阶段		
	正在发展中	趋于停止	已经停止
山坡情况	基岩裸露破碎，坡面参差不齐，并有新鲜的崩塌和剥落痕迹	基岩大部分已稳定，仅有个别落石现象	基岩已稳定，基岩不稳定的岩块已全部剥落，坡度平缓

续表

特　　征	发展阶段		
	正在发展中	趋于停止	已经停止
岩堆坡面情况	形状呈直线，坡度约等于其休止角	近似凹形，坡面上部的坡度可略陡于休止角	呈凹形，坡面稳定，有水流冲刷痕迹，人工开挖边坡可形成高10m以上的稳定陡坡
堆积情况	表面松散零乱，个别石块滚落至坡脚以外，石块大部分颜色新鲜	石块零散分布，停积在草木之间，越向外侧越稀少；内部结构中等密实，表层仍是松散的；石块灰暗，仅个别地点颜色新鲜	内部结构胶结密实，有少量松散的碎石，但不是上方坠落下来的
植被情况	没有草木生长，仅有很稀少的杂草	较多地方已生长草或灌木	已长满草木

2. 岩堆工程问题的防治

线路通过趋于停止发展或已经停止发展的岩堆时，尽量采用少填少挖或上下设挡的方法。

当线路以路堤通过岩堆时，图4.22所示的线路Ⅰ的位置最为不利，有可能引起岩堆的活动；线路Ⅲ位于岩堆下部，可以增加岩堆的稳定性；线路Ⅱ次之。

在陡斜的岩堆坡面上填筑路堤，为防止沿路基基底的滑动或岩堆顺下卧基岩面滑动，在岩堆不厚的情况下，可采用在路基外侧设路肩墙(图4.23)的方法，把墙基嵌入基岩内，稳定岩堆，防止滑移。

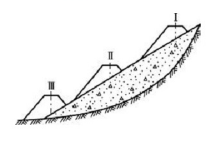


图4.22　路堤通过岩堆不同部位

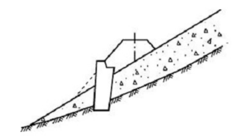


图4.23　路堤外侧设路肩墙

当线路以路堑通过岩堆时，图4.24中的线路Ⅲ易引起岩堆上部剩余部分向下滑移，线路Ⅰ的位置较好，线路Ⅱ次之。

若边坡挖方切断整个岩堆体，使路基面不完全在岩堆内（图4.25），而是有一部分落在基岩内，导致两者承载力不同，则有可能发生不均匀沉陷。在这种情况下，施工时可将路基面的岩堆部分挖除，换填坚硬的石块，换填深度视岩堆的密度而定。另外，也要考虑外侧部分受列车动荷载作用后，是否会产生滑动，必要时可在下方修建挡墙加以支挡。

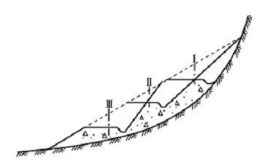
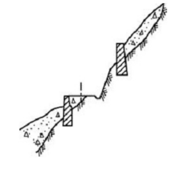


图 4.24 路堑通过岩堆不同部位


图 4.25 路基面不完全在岩堆上

线路通过岩堆时，在有地表水或地下水活动时，还必须采取拦截地表水、排除岩堆体内的地下水的措施。对于规模较大正在发展中的岩堆，防治困难，则最好绕避。

4.3 泥石流

4.3.1 泥石流及其分布

泥石流是山区常见的一种自然灾害现象。它是一种含有大量泥沙、石块等固体物质，突然暴发的、具有很大破坏力的特殊洪流。泥石流通常在暴风雨或积雪迅速融化时暴发。暴发时大地震动，山谷雷鸣，浑浊的泥石流体，仗着陡峻的山势，沿着峡谷深涧，短时间内以很高的流速冲出山外，至沟口平缓地段堆积下来。


【山洪引起山体滑坡形成泥石流】

泥石流暴发时，会在短时间内从沟里冲出数以十万至百万立方米的泥沙、石块，来势凶猛，破坏力强，能摧毁村镇，掩埋农田、道路、桥梁，甚至堵塞江、河形成湖泊，给山区人民带来严重危害，也是山区公路和铁路的主要病害之一。

泥石流主要分布在半干旱和温带山区，以北回归线至北纬50°间山区最为活跃，如阿尔卑斯山-喜马拉雅山系，其次是拉丁美洲、大洋洲和非洲某些山区。法国、奥地利、瑞士、意大利等国和中亚地区都是泥石流活动频繁的地区。据有关资料介绍，奥地利有泥石流沟4200条。瑞士环保局统计资料表明，1971—1978年间瑞士因泥石流造成的损失为2.31亿瑞士法郎。哈萨克斯坦阿拉木图市历史上曾多次受到泥石流袭击，1921年暴发的泥石流，一次堆积了$3.5\times10^6 m^3$的固体物质。1970年秘鲁泥石流致5万人丧生，80万人无家可归。

我国地域辽阔，山区面积达70%，是世界上泥石流分布最广的国家之一。我国泥石流主要分布在西南、西北和华北山区。例如，云南东川地区、金沙江中下游沿岸和四川西昌地区都是泥石流分布集中、活动频繁的地区；甘肃东南部山区、秦岭山区、黄土高原也是泥石流泛滥成灾的地区。据初步统计，甘肃全省82个县(市)，有40多个县（市）内有泥石流发育，分布范围约$7\times10^4 km^2$，占全省面积的15%。另外，华东、中南部分山地，东北的辽西山地、长白山区也有零星泥石流分布。

我国山区铁路中，除台湾地区外，已发现1000余条泥石流沟，主要分布在西南、西

北铁路各线，其中成昆线沿线分布数量最多。1981 年 7 月 9 日成昆线利子依达沟暴发泥石流，流速高达 13.2m/s，冲毁两跨桥梁，剪断 2 号桥墩，使 442 次列车上 200 多人遇难，是我国铁路史上最大的泥石流灾害。

泥石流的淤埋危害以东川线老干沟最为罕见。该线路原以桥跨通过老干沟，桥高 7m，由于泥石流淤积，桥下净空减小，桥被淤埋变成路基，后又变为路堑，靠清淤维持通车，最后被迫改为明洞。

4.3.2 泥石流的形成条件

含有大量固体物质是泥石流与一般山洪急流的不同之处。泥石流的形成必须具有一定的条件，丰富的松散固体物质、足够的突然性水源和陡峻的地形是三个基本条件。有时人为因素对某些泥石流的发生也有不容忽视的影响。

1. 固体物质条件

泥石流活动频繁、分布集中的地区，都是地质构造复杂、断裂褶皱发育、新构造运动强烈的地区。地表岩层破碎、崩塌、滑坡等不良地质现象屡见不鲜，为泥石流准备了丰富的固体物质来源。例如，云南东川地区的泥石流沟群，主要是沿着小江深大断裂带发育的；西昌安宁河谷地堑式断裂带集中分布着 30 多个泥石流；成昆铁路南段有 2/3 的泥石流位于元谋—绿汁江深大断裂带附近；甘肃武都地区的泥石流与白龙江断裂褶皱带有关。

新构造运动和地震是近代地壳活动的表现，强烈地震会导致岩层破裂，山体丧失稳定，引起崩塌、滑坡，使泥石流更为活跃。例如，1850 年西昌发生 7.5 级强震，安宁河中段泥石流频频发生。东川泥石流，经历史上的两次强震（分别于 1733 年和 1833 年）后，其发生、发展进入到活动高潮期。1966 年的强震，又一次促使泥石流活动加剧。地震活动还直接为泥石流提供固体物质。东川老干沟泥石流，1963 年固体物质储量只有 $4\times10^5 m^3$，经 1966 年大地震后，至 1977 年固体物质储量已增加到 $1.45\times10^7 m^3$。

新构造运动可引起泥石流沟床纵坡的相应变化，从而起到加速或抑制泥石流活动的作用。在新构造运动强烈的地区，由于山体急剧上升，各地相应的强烈下切，造成河谷相对高差越来越大，山大沟深，谷地两侧支沟短小，纵坡急陡，这种地形对泥石流的发展是十分有利的。

泥石流的固体物质某种程度上多少与该泥石流流域不良地质现象的发育程度与规模有关。

地层岩性不同，为泥石流提供的固体物质成分也不同，泥石流的流态性质与所供给的固体物质成分有关。如果泥石流地区分布的岩层是大量容易风化的含黏土和粉土的岩层，如页岩、泥岩、板岩、千枚岩及黄土，形成的泥石流多为黏性的。如果泥石流区的岩层是含黏土、粉土细粒物质少的，如石灰岩、玄武岩、大理岩、石英岩和砾岩，则形成的泥石流多为稀性的或者是水石流。

2. 水源条件

水是泥石流的组成部分和搬运介质，是促发泥石流的必要条件。由于自然地理环境和气候条件不同，泥石流的水源有暴雨、冰雪融化水、水库溃决等形式。我国广大山地形成泥石流的主要水源是暴雨。在季风影响下，我国大部分地区降雨量集中在 5～9 月的雨季，

雨季降雨量占年降雨量的60%以上，有的地区达90%以上。突发性的暴雨为泥石流的形成提供了动力条件。例如，东川老干沟1966年9月18日夜间，1小时内降雨55.2mm，暴发了接近50年一遇的泥石流。

有时，暴雨强度并不太大，但受前期连续降雨的影响，雨水已充分渗入岩土体内，使岩土体处于饱和状态，后期经暴雨激发引起泥石流。例如，成昆线三滩泥石流沟，1976年曾连续两次发生泥石流，第一次在6月29日，有效降雨55.1mm，10min雨强达12.2mm，因前期未降雨，泥石流的规模和强度都不大；第二次在7月3日，有效降雨86.7mm，10min雨强达11.8mm，由于受前期降雨的影响，暴发了接近50年一遇的泥石流。

此外，高寒山区、冰川积雪的强烈消融也能为泥石流提供大量水源，如西藏南部山区的泥石流即为春季积雪融化引起的。

3. 地形条件

泥石流流域的地形条件要求有利于水的汇聚和赋予泥石流巨大的动能。为此，沟上游应有一个面积很大、坡度很陡、便于流水汇聚的汇水区，此区域多为三面环山、一面出口的瓢形围谷地形。山坡坡度多为30°～60°，坡面植被稀少，岩层风化强烈，山坡上储存有大量固体物质，有利于集中水流。中游多为狭窄而幽深的峡谷，谷壁陡峻，坡度为20°～40°，沟床狭窄，坡降很大，来自上游广大汇水面积内汇集起来的泥石流能以很高的速度向下游奔泻。泥石流沟的下游，一般位于山口以外的大河谷地两侧，地形开阔、平坦，是泥石流停积的场所。

典型的泥石流沟从上游到下游可以划分为形成区、流通区和沉积区三个区段，如图4.26所示。

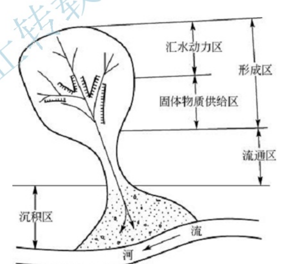


图4.26 典型的泥石流沟分区

① 形成区：一般分布在泥石流沟的上游或中游。它又分为汇水动力区及固体物质供给区两部分：汇水动力区是承受暴雨或冰雪融化水的场所，也是供给泥石流充分水源的地方；固体物质供给区是为泥石流储备与提供大量泥沙、石块等松散固体物质的地段，该地段山体裸露，风化严重，分布着大面积的崩塌、滑坡等不良地质现象，水土流失现象十分严重。

② 流通区：位于泥石流沟的中下游地段，泥石流在重力和水动力作用下，沿着陡峻的峡谷前阻后拥，穿流而过。

③ 沉积区：位于泥石流沟的下游，一般都在山口以外，地形开阔，泥石流在此扩散、停积，形成扇形或锥形地形。

人类不合理的经济活动可以促使泥石流的发生、发展或加剧其危害作用。无节制地砍伐森林、开垦陡坡，破坏了植被，使山体裸露。开矿、采石、筑路中任意堆放弃渣，都直接或间接地为泥石流提供了物质条件。

4.3.3 泥石流的分类

为了深入研究和有效整治泥石流，必须对泥石流进行合理分类。

1. 按泥石流固体物质组成分类

(1) 水石流型泥石流

固体物质主要是非常不均匀的粗碎颗粒（如块石、漂砾、碎石、岩屑及砂等），黏土质细粒物质（如黏粒、粉粒）含量少，且它们在泥石流运动过程中极易被冲洗掉，所以水石流型泥石流的堆积物常常是很粗大的碎屑物质。

(2) 泥石流型泥石流

它既含有很不均匀的粗碎屑物质（如块石、漂石、碎石、砾石、砂砾等），又含有相当多的黏土质细粒物质，因黏土有一定的黏结性，所以堆积物常形成黏结较牢固的土石混合物质。

(3) 泥流型泥石流

固体物质基本上由细碎屑和黏土物质组成，仅含少量岩屑、碎石，黏度大，呈不同稠度的泥浆状。此类泥石流主要分布在我国黄土高原地区。

2. 按泥石流流域的形态特征分类

(1) 标准型泥石流

为典型的泥石流，流域呈扇形，流域面积较大，能明显地划分出形成区、流通区和沉积区。

(2) 河谷型泥石流

流域呈狭长条形，其形成区多为河流上游的沟谷，固体物质来源比较分散，沟谷中有时常年有水，故水源比较丰富，流通区和沉积区往往不能明显分出。

(3) 山坡型泥石流

沟小流短，流域呈斗状，其面积一般小于 $1km^2$，无明显流通区，形成区与沉积区直接相连。

3. 按泥石流流体性质分类

(1) 黏性泥石流

含有大量黏土和粉土等细粒物质，固体物质含量达 40%～60%，最高可达 80%，重度为 $16\sim22kN/m^3$。它是由水和泥沙、石块混合成的黏稠的整体，以相同的速度做整体运动，大石块能漂浮在表面而不下沉，运动中能保持原来的宽度和高度不散流，停积后保持原来的结构不变。黏性泥石流有明显的阵流现象，一次泥石流过程中能出现几次或十几次阵流。阵流的前锋称为"龙头"，由大石块组成，可形成几米至十几米高的"石浪"。流经弯道时，有明显的外侧超高和爬高现象及截弯取直现象。

(2) 稀性泥石流

固体物质含量占 10%～40%，黏土和粉土等细粒物质含量少，其中水是主要成分，因而不能形成黏稠的整体。稀性泥石流以水为搬运介质，水与泥沙组成的泥浆的运动速度远

远大于石块的运动速度，石块在沟底呈滚动式搬运，有一定的分选性，流入开阔地段时发生散流，岔道交错，改道频繁，不易形成阵流现象。

黏性泥石流与稀性泥石流可以互相转化。固体物质的多少、水源条件的变化都直接影响泥石流的性质，对于一定的泥石流流域来说，两种类型的泥石流都有可能出现。

4.3.4 泥石流地区的线路位置选择和防治措施

1. 线路位置选择

山区的公路和铁路选线一般都是利用山坡坡脚至河岸间的坡地或阶地，沿着河谷前进，即所谓的“河谷线”。这种线路一般都要大量地跨越山区或者山前的山间小溪、沟谷，因而经常受到泥石流的威胁。当公路或者铁路经过泥石流地区时，如何合理地选择路线的位置是十分重要的问题。如选线不当，轻则可能造成很多泥石流病害工点，重则可能导致整段线路无法正常使用。从根本上说，选择好线路位置是防治泥石流的最有效措施。

路线通过泥石流地区，一般有下列几种方案，如图4.27所示。

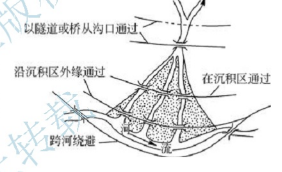


图4.27 线路通过泥石流沟的不同部位

① 线路在泥石流沟的沟口，即在泥石流的流通区通过，这是最好的一种方案。因为这里沟床固定、冲刷和淤积都不严重，对线路威胁较小。由于流通区所在的地势较高，线路须爬坡展线，增长线路，在线路走行高度适合时，可以以隧道或者桥从沟口通过。

② 线路在沉积区通过，这里沟床变迁不定，泥沙和石块冲刷、淤积严重，线路在此通过最为不利。当铁路定线困难，必须通过沉积区时，应首先考虑提高线路标高，增大桥下排洪净空，按泥石流沟床分散架桥，不宜改沟、并沟或者压缩沟槽，应尽可能使线路与主沟流向正交，并辅以各种防治措施，确保线路安全。

③ 线路沿沉积区外缘通过时，此处冲刷、淤积情况较泥石流沉积区轻，在流通区方案难以实现时可考虑采用。

④ 绕避。在泥石流十分严重的地区，线路可靠山以隧道通过或跨河绕避。

2. 泥石流的防治措施

防治泥石流的目的是控制泥石流的发生，减少危害程度，主要的工程措施有以下三类。

(1) 水土保持

泥石流是一种极度严重的水土流失现象，开展水土保持工作是防治泥石流的根本。水土保持的主要工作有：封山育林、植树造林、整平山坡、修筑梯田；修筑排水系统及支挡工程等。因为水土保持工作需长时间才能见效，因此往往要与其他措施配合使用。

(2) 拦挡

流通区防治泥石流以设置拦渣坝为主。在流通区泥石流已经形成，一般采用设置多道拦渣坝的形式，将泥石流物质拦截在沟中，使其不能到达下游或沟口建筑物场地。拦渣坝

常见的有重力式挡墙和格栅坝两种，如图 4.28 和图 4.29 所示。重力式挡墙抗冲击能力强，一般间隔不远，使墙内拦挡物质能够停积到上游墙体下部，起到防冲护基作用。重力式挡墙的数量和高度，以能全部拦截或大部分拦截泥石流物质为准，以减轻泥石流对下游建筑物的危害。格栅坝则既能截留泥石流物质又能排走流水，已越来越多地被采用，但注意应使其具有足够的抗冲击能力。

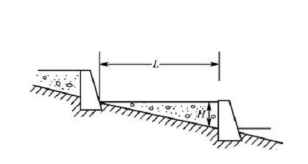


图 4.28　重力式挡墙

图 4.29　格栅坝



【泥石流】

（3）排导

泥石流流出山口后，漫流改道，冲刷淤积，破坏性极大。采用的防治措施主要是修建排导工程，使泥石流沿一定方向通畅地排泄。排导工程包括排洪道和导流堤。排洪道一般布置成直线，如因条件限制，必须改变方向时，弯道半径应比洪水渠道大。排洪道出口与大河交接处应成锐角，以便于大河带走泥石流的固体物质，排洪道口标高应高出大河水位，避免河水顶托使排洪道出口淤埋。导流堤可以把泥石流引到规定方向排泄，确保建筑物安全。导流堤必须从泥石流出口处筑起。

4.4　边坡变形破坏



【边坡类型】

边坡形成过程中，边坡岩土体内原始应力重新分布，导致岩土体原有平衡状态发生变化，在此条件下，坡体将发生不同程度的局部或整体的变形，以达到新的平衡。边坡变形与破坏的发展过程，可以是漫长的，也可以是短暂的。边坡变形与破坏的形式和过程是边坡岩土体内部结构、应力作用方式、外部条件综合影响的结果，因此边坡变形与破坏的类型是多种多样的。对边坡变形与破坏的基本类型的划分，是边坡研究的基础。

4.4.1　土质路堑边坡变形破坏的类型

土质路堑边坡一般高度不大，多为数米到二三十米，也有个别的边坡高达数十米。边坡在动（静）荷载、地下水、雨水、重力和各种风化营力的作用下，可能发生变形破坏。

根据观察和分析，变形破坏现象可分为两大类：一类是小型的坡面局部破坏；另一类是规模较大的边坡整体性破坏。

1. 坡面局部破坏

坡面局部破坏包括表层土的松动和剥落、边坡冲刷和表层滑塌等类型。

① 表层土的松动和剥落是这类变形破坏的常见现象。它是由于水的浸润与蒸发、冻结与融化、日光照射等风化营力对表层土产生的复杂的物理化学作用所导致的。

② 边坡冲刷是指雨水在边坡面上形成的径流，因动力作用带走边坡上较松散的颗粒，形成条带状的冲沟的现象。

③ 表层滑塌是由于边坡上有地下水出露，形成点状或带状湿地，产生的坡面表层滑塌现象。这类破坏由雨水浸湿、冲刷也能产生。

上述这些变形破坏往往是边坡更大规模的变形破坏的前奏。因此，应对轻微的变形破坏及时进行整治，以免进一步发展。对于因径流引起的冲刷，应做好地面排水，使边坡水流量减至最低程度。对已形成的冲沟，应在维修中予以嵌补，以防继续向深处发展。对因地下水引起的表层滑塌，应做好截断地下水或疏导地下水工程，疏干边坡，以防止边坡变形的进一步发展。

2. 边坡整体性破坏

边坡整体崩塌和滑坡均属边坡整体性破坏。土质边坡在坡顶或上部出现连续的拉张裂缝并下沉，或边坡中下部出现鼓胀现象，都是边坡整体性破坏和滑动的征兆。一般地区这类破坏多发生在雨季中或雨季后。对于有软弱基底的情况，边坡破坏常与基底破坏一同发生。对于这类破坏，在征兆期应加强预报，以防措手不及；一旦发生事故，在处理前必须查明产生破坏的原因，切忌随意清挖，以免进一步坍塌，造成破坏范围扩大。当边坡上层为土，下层为基岩，且层间接触面的倾向与边坡方向一致时，有时会由于水的下渗使接触面润滑造成上部土质边坡沿接触面滑动的破坏。因此，在勘测、设计过程中必须对水体在边坡中可能引起的不良影响予以充分重视。

由上述可知，第一类边坡变形破坏，只要在养护维修过程中采用一定的措施就可以制止或减缓它的发展，其危害程度远不如第二类边坡变形破坏。第二类边坡变形破坏，危及行车安全，有时还会造成线路中断，处理起来也较费事。因此，在勘测设计阶段和施工阶段，应分析边坡可能发生的变形和破坏，防患于未然。对于高边坡更应给予重视。

4.4.2 岩质边坡变形破坏的类型

我国是一个多山的国家，地质条件十分复杂。在山区，道路、房屋多傍河而建或穿越分水岭，因而会遇到大量的岩质边坡稳定问题。边坡的变形和破坏，会影响工程建筑物的稳定和安全。

岩质边坡的变形是指边坡岩体只发生局部位移或破裂，没有发生显著的滑移或滚动，不致引起边坡整体失稳的现象。而岩质边坡的破坏是指边坡岩体以一定速度发生了较大位移的现象，如边坡岩体的整体滑动、滚动和倾倒。变形和破坏在边坡岩体变化过程中是密

切联系的，变形可能是破坏的前兆，而破坏则是变形进一步发展的结果。边坡岩体变形破坏的类型可概括为松动、松弛张裂、蠕动、剥落、崩塌落石、滑坡等。

1. 松动

边坡形成初始阶段，坡体表层往往出现一系列与坡向近于平行的陡倾角张性裂隙，被这种裂隙切割的岩体便向临空方向松开、移动，这种过程和现象称为松动。它是一种斜坡卸荷回弹的过程和现象。

存在于坡体的松动裂隙，可能是应力重分布时新生的(见下文的“松弛张裂”)，但大多是沿原有的陡倾角裂隙发育而成的。它仅有张开而无明显的相对滑动，张开程度及分布密度由坡面向深处逐渐变小。在保证坡体应力不再增加和结构强度不再降低的条件下，斜坡变形不会剧烈发展，坡体稳定不致破坏。

边坡常有各种松动裂隙，实践中把发育有松动裂隙的坡体部位，称为边坡松动带。

边坡松动会使坡体强度降低，还会使各种营力因素更易深入坡体。坡体内各种营力因素的活跃程度增大，是边坡变形与破坏的初始表现。因此，划分边坡松动带，确定边坡松动带范围，研究边坡松动带内岩体特征，对论证边坡稳定性，特别是对确定开挖深度或灌浆范围，都具有重要意义。

边坡松动带的深度，除与坡体本身的结构特征有关外，还受坡形和坡体原始应力状态控制。显然，边坡越高、越陡，地应力越强，边坡松动裂隙便越发育，边坡松动带深度也越大。

2. 松弛张裂

松弛张裂是指边坡岩体因卸荷回弹而出现的张开裂隙的现象，如图 4.30 所示。它与上述边坡岩体松动现象并无十分严格的区别。它是在边坡应力调整过程中的变形。例如，由于河谷的不断下切，在陡峻的河谷岸坡上形成的卸荷裂隙；路堑边坡的开挖可使岩体中原有的卸荷裂隙得到进一步发展，或者由于开挖形成了新的卸荷裂隙。这种裂隙通常与河谷坡面、路堑边坡面相平行。而在坡顶或堑顶，则会因卸荷引起的拉应力作用形成张裂带。边坡越高、越陡，张裂带越宽。如通过大渡河谷的成昆铁路，有的路堑边坡堑顶紧接着高陡的自然山坡，分布在其上的张裂带宽度可达一两百米，自地表向下的深度也可达百米以上。一般来说，路堑边坡的松弛张裂变形多表现为顺层边坡层间结合的松弛、边坡岩体中原有节理裂隙的进一步扩展及岩块的松动等现象。

3. 蠕动

蠕动是指边坡岩体在重力作用下长期缓慢的变形。这类变形多发生于软弱岩体(如页岩、千枚岩、片岩)或软硬互层岩体(如砂页岩互层、页岩灰岩互层)中，常形成挠曲型变形。当边坡为反坡向的塑性薄层岩层时，会向临空面一侧发生弯曲，形成“点头弯腰”变形［图 4.31(a)］，如贵昆线大海哨一带就有这种岩体变形。当边坡岩体为顺坡向的塑性岩层时，在边坡下部常产生揉皱变形［图 4.31(b)］，甚至发生岩层倒转，如成昆线铁西滑坡附近就有这种变形。由于边坡蠕动是在地质历史时期中长期缓慢形成的，因此，在边坡上见到的这类变形都是自然山坡上的变形。当人工边坡切割山体时，边坡上的变形岩体在风化作用和水的作用下，某些岩块可能沿节理转动，出现倾倒式的蠕动变形或牵引式的大规模坍塌变形现象。变形进一步发展，可使边坡发生破坏。

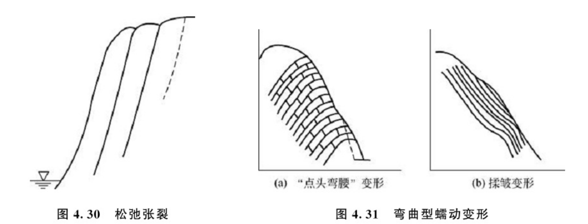


图 4.30　松弛张裂

图 4.31　弯曲型蠕动变形

边坡蠕动大致可分为表层蠕动和深层蠕动两种基本类型。

(1) 表层蠕动

边坡浅部岩土体在重力的长期作用下，向临空方向缓慢变形构成剪变带，其位移由坡面向坡体内部逐渐降低直至消失，这便是表层蠕动。

破碎的岩质边坡及疏松的土质边坡，表层蠕动甚为常见。当坡体剪应力还不能形成连续滑动面时，会形成剪变带，出现缓慢的塑性变形。

岩质边坡的表层蠕动，常称之为岩层末端的“挠曲现象”，是岩层或层状结构面较发育的岩体在重力长期作用下，沿结构面滑动和局部破裂形成的挠曲现象。图 4.32(a)所示为阿尔卑斯山谷反倾岩层蠕动；图 4.32(b)所示为湖南五强溪板溪群轻度变质岩蠕动，深达 40～50m。

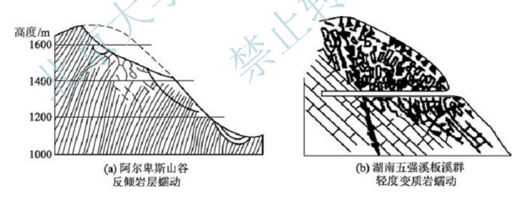


图 4.32　岩质边坡表层蠕动

表层蠕动的岩层末端挠曲，广泛分布于页岩、薄层砂岩或石灰岩、片岩、石英岩，以及破碎的花岗岩体所构成的边坡上。软弱结构面越密集，倾角越陡，走向越接近坡面走向，表层蠕动发育越强烈。表层蠕动使松动裂隙进一步张开，并向纵深发展，影响深度有时竟达数十米。

(2) 深层蠕动

深层蠕动主要发育在边坡下部或坡体内部，按其形成机制特点，深层蠕动有软弱基座蠕动和坡体蠕动两类。

① 坡体基座产状较缓且有一定厚度的相对软弱岩层，在上覆岩体的重力作用下，使基座部分向临空方向蠕动，并引起上覆岩体的变形与解体，这便是软弱基座蠕动。软弱基

座塑性较大，坡脚主要表现为向临空方向蠕动、挤出；而软弱基座中存在脆性夹层，它可能沿张性裂隙发生错位。软弱基座蠕动只引起上覆岩体的变形与解体。上覆岩体中的软弱岩层会出现“揉曲”，脆性岩层又会出现张性裂隙；当上覆岩体整体呈脆性时，则会产生不均匀断陷，使上覆岩体破裂解体。上覆岩体中裂隙由下向上发展，且其下端因软弱岩层向坡外牵动而显著张开。此外，当软弱基座略向坡外倾斜时，蠕动更进一步发展，使被解体的上覆岩体缓慢地向下滑移，且被解体成的岩块之间可完全丧失联结，如同漂浮在下伏软弱基座上。

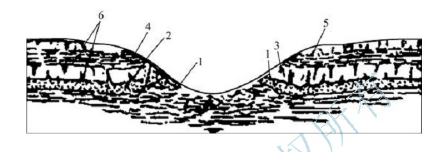


图 4.33　软弱基座蠕动

1—软岩基座；2—砂岩层；3—脆性石灰岩层；4—软弱岩层；
5—脆性岩层；6—张性裂隙

② 坡体沿缓倾软弱结构面向临空方向缓慢移动变形，这种变形称为坡体蠕动(图 4.34)。它在卸荷裂隙较发育并有缓倾结构面的坡体中比较普遍。当缓倾结构面的岩体又发育有其他陡倾裂隙时，便构成坡体蠕动的基本条件。若缓倾结构面夹泥，抗滑力很低，便会在坡体重力作用下产生缓慢的移动变形。这时，坡体必然发生微量转动，使转折处首先遭到破坏，此处首先出现张性羽裂，将转折端切断(切角滑移)，如图 4.34(a)所示；继续破坏，会形成次一级剪面，并伴随有架空现象，如图 4.34(b)所示；进一步便会形成连续滑动面(滑动面形成)，如图 4.34(c)所示。滑动面一旦形成，其推滑力超过抗滑力，便会导致边坡破坏。

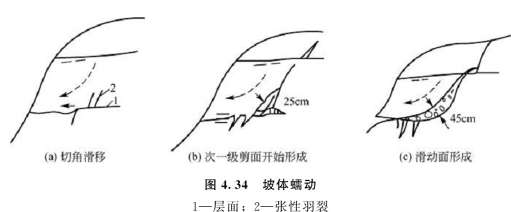


图 4.34　坡体蠕动

1—层面；2—张性羽裂

4. 剥落

剥落是指边坡岩体在长期风化作用下，表层岩体被破坏成岩屑和小块岩石，并不断向坡下滚落，最后堆积在坡脚的现象。产生剥落的边坡岩体基本上是稳定的。产生剥落的主要原因是各种物理风化作用使岩体结构发生破坏，如温度、湿度的变化等，都是表层岩体

不断风化破碎的重要因素。对于软硬相间的岩石边坡，软弱易风化的岩石常常先风化破碎，发生剥落，从而使坚硬岩石在边坡上逐渐突出，这时，突出的岩石可能发生崩塌。因此，风化剥落在软硬互层边坡上可能引起崩塌。

5. 崩塌落石

斜坡岩土体中被陡倾的张性破裂面分割的块体，突然脱离岩体从陡倾的斜坡上崩落下来，以垂直运动为主，顺斜坡产生猛烈的翻转、跳跃，最后堆落在坡脚，这种现象和过程称为崩塌。落石是指个别岩块向下崩落的现象。

崩塌因发生急剧、短促和猛烈，故常摧毁建筑、破坏道路、堵塞河道，危害很大。如我国宝成、成昆、贵昆等铁路沿线，常有崩塌发生。据不完全统计，它占全部路基病害的50%以上。

6. 滑坡

滑坡是指边坡上的岩体沿一定的软弱结构面或带向下滑动的现象，是岩质边坡岩体常见的变形破坏形式之一。在边坡中的具体破坏形式多为顺层滑动和双面楔形体滑动。

4.4.3 影响岩质边坡稳定的因素

1. 构成岩体的岩石性质

各类岩石的物理力学性质不同，所以影响边坡岩体的稳定性及所能维持岩体稳定的最大坡角的程度也不同。

岩浆岩一般岩性均一，力学指标较高，新鲜完整者均能使边坡保持陡立并处于稳定状态。但其中流纹岩和玄武岩常因原生节理发育而影响边坡稳定，凝灰岩则因易风化或有夹层存在而对边坡稳定不利。

沉积岩中一般厚层且含硅质较多的砂岩、砾岩、石灰岩等的边坡稳定性较好，而含黏土矿物成分多的黏土岩、页岩、泥灰岩等则常发生边坡失稳现象。

变质岩中片麻岩、石英岩等坚硬岩石均较稳定，而云母片岩、绿泥石片岩、千枚岩、板岩等稳定性较差。在绢云母片岩、滑石片岩中还常见到蠕变现象。

2. 岩体的结构特征

岩质边坡的失稳破坏多数是沿各种软弱结构面发生的。此外，在河谷边坡上，有时两侧被冲沟切割而形成三面临空的岩体时，则常有一组倾向河床的软弱结构面，该软弱结构面称为滑动面。

3. 风化作用活跃的程度

风化作用活跃的地方：一是在坡体中温度和湿度变化频繁的部位，如坡面附近的湿度变化带、高寒地区的昼夜或季节冻融带、地下水位季节变动带等；二是坡体中抗风化能力相对薄弱的部位。

在寒冷地区，坡面附近温度昼夜的变化，常使渗入裂隙中的水反复冻融，从而扩展裂隙，使岩体碎裂，成为可能发生滑塌式滑坡的重要因素。

风化作用沿易风化岩石或断裂破碎深入坡体，造成风化夹层或囊状风化带，它们通常是导致斜坡变形破坏的主导因素。

4. 地下水的作用

坡体中发育有强烈溶蚀、渗透变形或泥化作用等地下水作用的活动带时，这些部位常成为导致边坡变形破坏的控制带。

边坡在风化过程中，由于强风化层和残积土层的透水性能差，因此在强弱风化带接触部位可形成一个承压的地下水活跃带。该地下水活跃带具有较高的孔隙水压力，常常会加大软弱结构面的下滑力而导致坡体的滑动。

5. 人为因素

在边坡上部修建工程，一般增加了变形体的荷载，也增加了变形体的滑动力；在边坡岩体内或附近进行爆破，往往有与地震相似的影响，成为触发边坡破坏的诱因；在边坡岩体坡脚处开挖，会使变形体的抗滑力削弱，而造成变形体的失稳。

4.4.4 边坡稳定性分析方法

边坡稳定性分析，目的在于查明工程地段天然边坡是否可能产生危害性的变形与破坏，论证其变形与破坏的形式、方向和规模；并事先采取防治措施，减轻地质灾害；采取经济合理的工程措施使人工边坡的设计达到安全、经济的目的，以保证边坡在工程运营期间不致发生危害性的变形与破坏。

边坡的变形与破坏，决定于坡体中的应力分布和岩土体的强度特点。了解坡体中的应力分布特征，对认识边坡变形与破坏机制很有必要，对正确评价边坡稳定，制定切合实际的设计和整治方案有指导意义。

边坡开挖以后，上部岩体一部分被挖掉，由于卸荷作用，岩体内的应力重新调整，从而出现应力重分布的现象。在靠近边坡面附近，最大主应力方向与临空面近于平行。在陡峻边坡的坡面和坡顶则会出现拉应力，并形成拉应力带。在坡脚附近形成剪应力集中带，越接近坡脚应力集中程度越高。

边坡应力分布特征主要与边坡的坡形密切相关。通常，边坡的坡形是指边坡横断面的形状。边坡的坡形主要有直线坡(一坡到顶)、折线坡(分下陡上缓和上陡下缓两种)和台阶坡。不同坡形的边坡主应力等值线图如图 4.35 所示。

理论分析和实际调查表明，边坡坡脚处的集中应力可能导致边坡的剪切破坏，边坡坡顶的拉张区可能引起平行坡面的拉张裂缝，因此，应力集中区和拉张区的分布是边坡分析中最值得注意的问题。

不论边坡采用何种坡形，其坡脚的应力状态是边坡研究设计的重点。坡形不同，各自的应力状态不同。直线形边坡的应力集中区在坡脚处。折线形边坡有两个重点应力区：坡脚和变坡点。当坡形为下陡上缓时，坡脚是应力集中区，变坡点是拉张区。当坡形为上陡下缓时，应力集中区在变坡点，消除了坡脚的应力集中问题；同时由于应力集中点向坡顶上移，降低了它的埋深，使集中的应力值下降，对边坡稳定有利。但是当坡脚需要防护

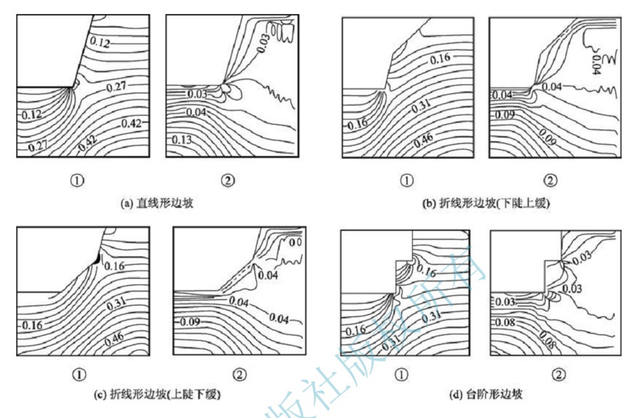


图 4.35 不同坡形的边坡主应力等值线图

注：①为最大应力图；②为最小应力图。

时，在坡腰处修建支挡防护工程是不方便的，也给下部缓坡增加了额外荷载，所以，在实际工程中不宜采用这种坡形。

台阶坡的应力状态表现为台阶上、下坡脚的集中应力和平台坡顶的拉张。虽然平台的设置降低并分散了应力在坡脚的集中，改善了边坡的力学特征，但是在平台处，由于平台后缘的剪切和平台前缘的拉张相互交叉，该处的应力分布十分复杂，容易产生破坏，因此，要求平台应达到一定宽度。

边坡工程地质研究的目的是查明边坡基本工程地质条件，评价和预测其稳定性，提出相应有效的防治措施。在边坡工程地质研究中，应对边坡稳定性做专门评价。边坡稳定性的评价方法可归纳为三种：①工程地质分析法；②力学分析法（公式计算、图解及数值分析）；③试验及观测方法。其中前两种方法应用很普遍，下文主要介绍前两种方法。在实际应用中这些方法常是互为补充和共同采用的。

1. 工程地质分析法

工程地质分析法最主要的内容是比拟法，这也是生产实践中最常用、最实用的边坡稳定性分析方法。它是将所研究边坡或拟设计的人工边坡与已经研究过的或已有经验的边坡进行类比，以评价其稳定性，并提出合理的坡高和坡角。

对比边坡要有一个原则可循。不同的边坡在有的情况下可以对比，而有时则没有对比的根据。对比的根据首先是那些需要对比的边坡的“相似性”。相似性包括两个主要方面：一是边坡岩性、边坡所处的地质构造部位和岩体结构的相似性；一是边坡类型的相似性。在这种基础上，才能对比影响边坡稳定性的营力因素和边坡成因。

边坡岩性相似性又称成岩条件的相似性。陆相砂岩与海相砂岩在岩性上便有差别。岩石形成的地质年代不同，岩性也有所不同。所以岩性对比不能忽略岩石的成岩环境、条件和年代。

边坡所处的地质构造部位不同，对边坡稳定性评价及边坡设计具有重大影响。处于地质构造复杂部位(如断层破碎带、褶曲轴部)的边坡，其稳定性及设计与处在地质构造简单部位的边坡是有很大不同的。

岩体结构的相似性，应特别注意结构面及其组合关系的相似性。要在构成边坡的相似结构面和相似结构面组合条件下对比。以相同成因、性质和产状的结构面所构成的边坡相对比；以一组结构面构成的某边坡与一组结构面构成的另一边坡相对比；以多组结构面构成的某边坡与多组结构面构成的另一边坡相对比。

边坡类型的相似性，应在边坡岩性、岩体结构相似性基础上来对比。水上边坡可与河流岸坡对比；水下边坡可与河流水下边坡部分对比；一般场地边坡可与已有公路和铁道路堑边坡对比。如此对比相似的边坡，才可作为选择稳定坡角的依据。

一般情况下，在工程地质比拟所要考虑的因素中，岩石性质、地质构造、岩体结构、水的作用和风化作用是主要的，其他如坡面方位、气候条件等则是次要的。在边坡工程地质条件相似的情况下，其稳定边坡便可作为确定稳定坡角的依据。

边坡的坡度与岩性关系极为密切，坚硬或半坚硬的岩石常形成直立陡峻的边坡；抵抗风化能力弱的岩石，边坡一般较平缓；层状岩石由于抵抗风化能力不同，常形成阶梯形山坡；均一岩石（如黏土质岩石）常为凹状缓坡。所以在进行对比时，要查清自然边坡的形态及陡缓，以及它们与岩性的关系。

进行边坡对比时，分析边坡的结构类型非常重要。首先应分清岩体结构类型的特点，并结合岩石边坡结构类型进行对比；其次应考虑结构面与边坡坡向的关系。

有关水的作用，主要是注意水在岩体中的埋藏条件、流量及动态变化，同时要注意在边坡上地表水下渗的条件。当岩体表层裂隙发育时，地表水常会沿裂隙下渗，致使岩体湿度增高，结构面软化，影响边坡岩体的稳定性。

对于风化作用，主要分析风化层厚度的变化与自然山坡坡度的关系，以便进行对比。一般沿河谷边坡的风化层厚度由坡脚向坡顶逐渐变厚，随之坡角也由下向上逐渐变缓。

其他如边坡方位、地震作用、气候作用等，在进行对比时，都是应该考虑的因素。因此，采用工程地质比拟法进行对比时，要从上述这些因素进行分析，以便合理确定边坡的坡角及其稳定性。

在工程实践中，对影响边坡稳定性关系重大的边坡坡度，通常可以列出若干影响因素，在此基础上总结出稳定坡度的经验数据，以便采用。目前，国内各部门的工程地质规范和手册均对岩土边坡坡度值列出了一些经验数据参考表，供在工程地质比拟法中应用。从某种角度看，通过经验数据表确定边坡坡度的过程，也是对边坡及其稳定性进行对比分析的过程。

岩坡优势面理论是研究岩坡稳定性问题的一种新观点。所谓优势面是指对岩体稳定性起控制作用的结构面。优势面观点认为，优势面控制着岩坡变形的边界；优势面组合决定了岩体的变形和破坏模式。因此，一方面，优势面具有控制边坡稳定性的作用；另一方面，各种敏感因素和影响因素是通过优势面起作用的，所以各种处理措施都是在消除优势

面的导滑作用后方可奏效，这即是优势面控灾和减灾防灾原理。目前关于土坡失稳优势面的研究也取得了一定进展，土体接触面、间断面、裂隙面、风化面都可构成失稳优势面。

运用优势面理论研究边坡稳定问题的基本思路如下。

① 通过对边坡岩体中结构面的地质分析和统计分析，分别确定地质优势面和统计优势面，再经综合评定，找出影响岩坡稳定性的真正优势面。

② 通过优势面的组合分析，获得研究边坡稳定性的地质模型、物理模型和系统分析模型，在此基础上综合得出反映岩坡变形破坏规律的工程地质模型，根据边坡变形破坏的工程地质模型建立相应的分析边坡稳定性的数学模型。

上述一系列模型的建立为边坡稳定性的正确评价提供了必要的保证。

2. *力学分析法*

边坡稳定性力学分析法是一种应用很广的方法，它对边坡稳定性进行定量分析，常为工程所必需。力学分析法多以岩土力学理论为基础，有的运用松散体静力学的基本理论和方法进行运算；也有的采用弹塑性理论或刚体力学的某些概念，分析边坡稳定性。这些方面的基本假定在理论上尚不能完全成立，同时因影响边坡的天然营力因素很复杂，实际上它通常只能进行一些近似估算。重要的是，力学分析法的可靠性，很大程度上取决于计算参数的选择和边界条件的确定，特别是对结构面抗剪指标的选择至关重要。因此，力学分析法必须以正确的地质分析为基础。

目前，边坡稳定的力学计算，通常建立在静力平衡的基础上，按不同边界条件考虑力的组合，核算滑动面上推滑力和抗滑力的大小，从而进行稳定计算。

土质边坡通常是在假定沿坡体中某一弧状面滑动的基础上进行稳定性计算的。对于岩质边坡，影响稳定的主要因素是结构面，而其他各种营力因素只能通过结构面才能对稳定性发生作用。自然界大多数岩质边坡均受多组结构面相互切割，形成复杂的滑坡体。判定这种边坡的稳定性，显然较为复杂，而其计算方法与分析方法，基本上与简单类型岩质边坡并无太大差异。

(1) 土质路堑边坡稳定性的检算方法

对于土质路堑边坡的滑动破坏可以在上述影响因素的分析基础上，进行稳定性计算。滑动破坏的滑动面通常有平面、圆弧面及曲面三种形态。滑动面的形状主要取决于土质的均匀程度、土的性质、土层的结构和构造。

① 砂性土土坡的稳定性计算。

根据实际观测，由均质砂性土构成的土坡，破坏时滑动面大多近似于平面，成层的非均质砂类土构成的土坡，破坏时的滑动面也往往近似于一个平面，因此在分析砂性土的土坡稳定时，一般均假定滑动面是平面，如图4.36所示。通过计算土楔体下滑动面上的抗滑力和作用于楔体上的滑动力之比(滑动稳定安全系数 K)来验算土坡的稳定性。

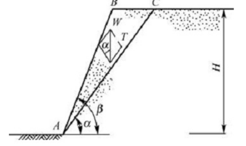


图4.36 砂性土土坡稳定性分析

这一比值越大，边坡越稳定；反之，越不稳定。其稳定性计算详见土力学或路基教材中的有关部分。

② 黏性土土坡的稳定性计算。

均质黏性土土坡失稳破坏时常假定破坏面是圆弧面。圆弧形滑动面土坡稳定计算常采用的方法有瑞典条分法、毕肖普法、泰勒摩擦圆法等。用这些方法计算土坡稳定性，通过试算或根据经验找出最危险滑动圆弧中心。土坡的稳定系数 K 为沿圆弧滑动面的抗滑力矩和滑动力矩之比。

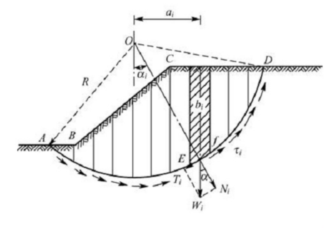


图 4.37　条分法示意

实践表明，均质土坡的滑动面近似圆弧形。故用条分法计算均质土稳定时，比较接近实际。但由于计算时做了一些简化，如把滑坡体看成均质刚体，滑动面简化为圆弧面，空间问题简化为平面问题处理，因此，在这种简化条件下计算得到的稳定系数实际上仍属于定性或半定量评价，必须根据边坡的工程地质条件做出综合分析。对于非均质土坡的滑动面形状则取决于土的性质和土的结构，分析更为复杂。下面以条分法为例介绍黏性土土坡的稳定性计算，如图 4.37 所示。

条分法是将滑动圆弧上的滑动土体分成若干个土条，忽略土条之间的相互作用力的影响，分别计算各土条对滑动圆弧圆心产生的滑动力矩和稳定力矩，将所有土条的稳定力矩之和除以滑动力矩之和即可得到整个土坡相应于某个可能滑动面的稳定安全系数 K。对于整个土坡的稳定，需要试算多个可能的滑动圆弧面，找出最危险的滑动面即相应于最小稳定安全系数 $K_{\min}$ 的滑动面。可用式(4－4)计算滑动土体的稳定性系数。

$$K=\frac{M_{\mathrm{r}}}{M_{\mathrm{s}}}=\frac{\sum_{i=1}^{n}(W_i\cos\alpha_i\tan\varphi_i+c_il_i)}{\sum_{i=1}^{n}W_i\sin\alpha_i} \tag{4-4}$$

式中　W_i——作用在每个小条底面上的重力；

M_{r}——抗滑力矩；

M_{s}——滑动力矩；

c_i——滑动面上的凝聚力；

l_i——滑动面上的分条弧长。

(2) 岩质边坡稳定性的定量分析方法

如前所述，在道路工程中遇到的岩质边坡的失稳，主要是岩体的崩落和滑动类型的破坏，为了评价其稳定性，可以采用不同的计算方法。但是目前除对滑动破坏有一些比较成熟的定量评价分析方法（如极限平衡理论、有限元法等）外，对于崩塌落石，尚缺乏有效的计算方法。在此，着重介绍极限平衡理论的几种计算分析方法。

许多实例充分说明，在进行岩质边坡的定量计算时，必须要在深入分析和充分掌握边坡岩体的工程地质条件的基础上，并应正确地确定不稳定体的边界条件，合理选择计算参数，才能获得满意的效果。

① 单滑动面型滑动破坏的稳定性计算。

对于局部不稳定岩体的平面滑动或边坡岩体的顺层滑动破坏，可视不稳定岩体的边界条件和受力状态，选用滑坡中以滑动面为平面时的稳定性计算公式。

当不稳定岩体以上有垂直拉张裂缝时，地表水就可能从拉张裂缝渗入后，仅沿滑动面渗流并在坡脚 a 点出露，这时地下水将对滑动体产生静水压力，如图 4.38 所示。可采用式(4－5)～式(4－8)计算。

$$K=\frac{(W\cos\alpha-u-v\sin\alpha)\tan\phi+CL}{W\sin\alpha+v\cos\alpha} \tag{4-5}$$

$$u=\frac{1}{2}\gamma_{w}Z_{w}(H-Z)\csc\alpha \tag{4-6}$$

$$v=\frac{1}{2}\gamma_{w}Z_{w}^{2} \tag{4-7}$$

$$W=\frac{1}{2}\gamma H^{2}(\cot\alpha-\cot\beta)-\frac{1}{2}\gamma Z^{2}\cot\alpha \tag{4-8}$$

图 4.38 有裂隙水作用的平面滑动计算

式中 u——滑动面上裂隙水产生的浮压力；

γ_w——水的重度；

v——垂直裂隙中的静水压力；

W——滑动岩体的重力；

γ——滑动岩体的重度；

C——滑动面上的凝聚力；

L——滑动面长；

其他符号意义如图 4.38 所示。

② 楔形双滑动面滑移破坏的稳定性计算。

对于边坡上不稳定的楔形滑动体，如为两组滑动面(F_1 和 F_2)、坡顶面(假设为一水平面)及坡面(假设为一垂直面)构成的一个不稳定的四面体(图 4.39)，假设滑动体内不存在结构面，视滑动体为刚体，其稳定性可由式(4－9)计算。

$$K=\frac{\gamma H\overline{AC}\cdot h_{0}\cos\alpha(\sin\alpha_{2}\tan\phi_{1}+\sin\alpha_{1}\tan\phi_{2})+3L(C_{1}h_{1}+C_{2}h_{2})\sin(\alpha_{1}+\alpha_{2})}{\gamma H\overline{AC}h_{0}\sin\alpha\sin(\alpha_{1}+\alpha_{2})} \tag{4-9}$$

式中 ϕ_1、ϕ_2——两个滑动面的摩擦角；

C_1、C_2——两个滑动面的凝聚力；

α_1、α_2——两个滑动面各自的倾角；

α——两个滑动面交线的倾角；

L——两个滑动面交线的长度；

其他符号意义如图 4.39 所示。

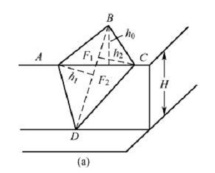
③ 确定岩质边坡稳定坡度的经验公式。

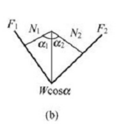
根据对公路、铁路近 200 个岩质边坡多年设计和修建的实践经验，边坡稳定坡度可由式(4－10) 确定。

$$\alpha=\gamma_{H}[14.7\ln(\gamma_{w}R\lg D)+13] \tag{4-10}$$

式中 α——设计坡度，(°)；

γ_w——地下水折减系数 (表 4－4)；





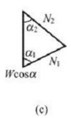


图 4.39 楔形双滑动面稳定性计算

γ_H——坡度折减系数（表 4－5）；

R——用 75 型回弹仪测得的岩石回弹值；

D——边坡岩体块度，cm。

表 4－4 地下水折减系数 γ_w

地下水状态	干燥	湿润	滴水	流水
γ_w	1.00	0.85	0.70	0.60

表 4－5 坡高分段的坡度折减系数 γ_H

坡高/m	20～30	30～40	40～50	50～60	60～80	80～100	>100
γ_H	1.00	0.96	0.90	0.86	0.83	0.80	0.80

4.5 岩 溶

4.5.1 岩溶及其形态特征

在可溶性岩石地区，地下水和地表水对可溶岩进行化学溶蚀作用、机械侵蚀作用及与之伴生的迁移、堆积作用，总称为岩溶作用；在岩溶作用下所产生的地貌形态，称为岩溶地貌。在岩溶作用地区所产生的特殊地质、地貌和水文特征，称为岩溶现象。岩溶即岩溶作用及其所产生的一切岩溶现象的总称。岩溶又称为“喀斯特”（Karst）。

可溶性岩石包括碳酸盐类岩石、硫酸盐类岩石和岩盐类岩石，后两种岩石在地表的分布范围不广。从工程建设角度看，岩溶的研究重点应放在石灰岩、白云岩广泛分布地区。

岩溶是碳酸盐类岩石与水作用的结果。只有碳酸盐类岩石分布的地区，才有岩溶。我国碳酸盐类岩石分布面积很大，出露地表的约有 $1.2\times10^6\text{km}^2$，约占全国面积的 1/8，埋藏在地下的更为广泛，主要分布在我国广西、贵州和云南东部，其中以广西的出露面积最大，约有 $1.2\times10^5\text{km}^2$，占自治区面积的 60%左右。此外，在湖南、湖北西部及广东的西部和北部岩溶也很发育。华北地区的岩溶主要分布在山西与河北的太行山、太岳山、吕梁山和燕山一带，其中尤以山西境内较发育。

岩溶与工程建设的关系很密切。在水利水电建设中，岩溶造成的库水渗漏是水工建设中主要的工程地质问题。在岩溶地区修建隧洞，一旦揭穿高压岩溶管道水，就会造成大量突水，有时还夹有泥沙喷射，会给施工带来严重困难，甚至淹没坑道，造成机毁人亡的事故。在地下洞室施工中遇到巨大溶洞时，洞中高填方或桥跨施工困难，造价昂贵，有时不得不另辟新道，因而延误工期。在岩溶地区修筑公路时，由于地下岩溶水的活动，常导致路基基底冒水、水淹路基、水冲路基及隧道涌水等。

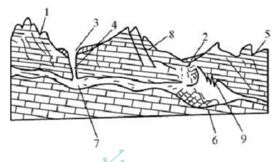


图 4.40　部分岩溶形态示意

1—石芽、石林；2—溶蚀洼地；3—漏斗；4—落水洞；5—溶沟、溶槽；6—溶洞；7—暗河；8—溶蚀裂隙；9—钟乳石

在可溶性岩石分布地区，溶蚀作用在地表和地下形成了一系列溶蚀现象，称为岩溶的形态特征。这些形态既是岩溶区所特有的，使该地区地表形态奇特，景致优美别致，常被开发为旅游景点，如广西桂林山水和云南路南石林；同时，这些形态，尤其是地下洞穴、暗河，也是造成工程地质问题的根源。图 4.40 所示为部分岩溶形态示意。常见的岩溶形态有以下几种。

1. 溶沟、石芽和石林

地表水沿地表岩石低洼处或沿节理溶蚀和冲刷，在可溶性岩石表面形成的沟槽称为溶沟。其宽深可由数十厘米至数米不等。在纵横交错的沟槽之间，残留凸起的牙状岩石称为石芽。溶沟继续向下溶蚀，石芽逐渐高大，沟坡近于直立，且发育成群，远观像石芽林，称为石林。云南路南石林发育完美，堪称世界之最。


【溶沟、石芽和石林】

2. 漏斗及落水洞

地表水顺着可溶性岩石的竖直溶隙下渗，最先产生溶隙。待顶部岩石溶蚀破碎及竖直溶隙扩大，岩层顶部塌落形成近乎圆形的坑。这些圆形的坑多具有向下逐渐缩小的凹底，形状酷似漏斗，称为溶蚀漏斗，简称漏斗。在漏斗底部常堆积有岩石碎屑或其他残积物。

如果岩石的竖直溶隙连通大溶洞或地下暗河，溶隙可能扩大成地面水通向地下暗河或溶洞的通道，称为落水洞。其形态有垂直的、倾斜的或弯曲的，直径也大小不等，深度可达数百米。

3. 溶蚀洼地和坡立谷

以溶蚀作用为主形成的一种封闭、半封闭的洼地称为溶蚀洼地。溶蚀洼地多由地面漏斗群不断扩大汇合而成，面积由数十平方米至数万平方米不等。坡立谷是一种大型封闭洼地，也称溶蚀盆地，面积由数平方千米至数百平方千米不等，进一步发展则成为溶蚀平原。坡立谷谷底平坦，常有较厚的第四纪沉积物，谷周为陡峻斜坡，谷内有岩溶泉水形成的地表流水降至落水洞又降至地下，故谷内常有沼泽、湿地或小型湖泊。

4. 峰丛、峰林和孤峰

峰丛、峰林和孤峰是岩溶作用极度发育的产物。在溶蚀作用初期，山体上部被溶蚀，

下部仍相连通的山峰称为峰丛；峰丛进一步发展成的分散的、仅基底岩石稍许相连的石林称为峰林；耸立在溶蚀平原中孤立的个体山峰称为孤峰，它也是峰林进一步发展的结果。

5. 干谷

原来的河谷由于河水沿谷中漏斗、落水洞等通道全部流入地下，使下游河床干涸而成为干谷。

6. 溶洞

地下水沿岩石裂隙溶蚀扩大而形成的各种洞穴称为溶洞。溶洞形态多变，洞身曲折、分岔，断面不规则。地面以下至潜水面之间，地表水垂直下渗，溶洞以竖向形态为主；在潜水面附近，地下水多水平运动，溶洞多为水平方向迂回曲折延伸的洞穴。地下水中多含碳酸盐，在溶洞顶部和底部饱和沉淀而成石钟乳、石笋和石柱(图 4.41)。规模较大的溶洞，长达数十千米，洞内宽处如大厅，窄处似长廊。水平溶洞有的不止一层，如轿顶山隧道揭穿的溶洞共有 4 层，溶洞长 80m、宽 50～60m、高 20～30m。

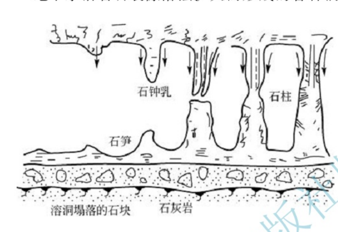


图 4.41 石钟乳、石笋和石柱生成示意

7. 暗河

岩溶地区地下沿水平溶洞流动的河流称为暗河。溶洞和暗河对各种工程建筑物特别是地下工程建筑物造成较大危害，应予特别重视。

4.5.2 岩溶的形成条件及其发育规律

1. 岩溶的形成条件

(1) 岩石的可溶性

可溶性岩石是岩溶发育的物质基础，它的成分和结构特征影响岩溶的发育程度。

可溶性岩石分为碳酸盐类岩石(石灰岩、白云岩、大理岩及泥灰岩等)、硫酸盐类岩石和氯化盐类岩石。这 3 种岩石中碳酸盐类岩石溶解度最低，氯化盐类岩石的溶解度最大。但是，在可溶性岩石中，以碳酸盐类岩石分布最广，其矿物成分均一，可以全部被含有 CO_2 的水溶解，是发育岩溶的最主要的地层。晶粒粗大、岩层较厚的岩石比晶粒细小、岩层较薄的岩石容易溶解；矿物成分中方解石比白云石容易溶解；当岩石中含有黄铁矿时，会加速岩石的溶解。

(2) 岩石的透水性

岩石的透水性越高，岩溶发育越强烈。而岩石的透水性又取决于岩体的裂隙、孔隙的多少和连通情况，所以，岩石中裂隙的发育情况往往控制着岩溶的发育情况。一般在断层

破碎带，背斜轴部等地段，岩溶比较发育。此外，在地表附近，由于风化裂隙增多，有利于地下水的运动，岩溶一般比深部发育。

（3）水的溶蚀能力

水对碳酸盐类岩石的溶解能力主要取决于水中侵蚀性 CO_2 的含量，水中侵蚀性 CO_2 的含量越高则溶蚀性越强。水中 CO_2 的来源，主要是雨水溶解的空气中所含的 CO_2。土壤和地表附近强烈的生物化学作用，也是水中 CO_2 的重要来源之一。当水呈酸性或含有氯离子和硫酸根离子时，水对碳酸盐类岩石的溶解能力也将增强。由此可见，水的物理化学性质与岩溶的发育有着密切的关系。此外，随着水温增高，进入水中的 CO_2 扩散速度增大，使岩溶加强，故热带石灰岩溶蚀速度比温带和寒带快。

（4）岩溶水的运动与循环

岩溶地区地下水的循环交替运动是造成岩溶的必要条件。因为，停滞不动的地下水，对岩石的溶解会很快达到饱和，从而失去继续溶蚀的能力。岩溶水随深度不同，有不同的运动特征。图 4.42 所示为岩溶水垂直分带。

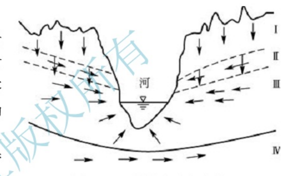


图 4.42 岩溶水垂直分带

Ⅰ—垂直循环带；Ⅱ—季节循环带；Ⅲ—水平循环带；Ⅳ—深部循环带

① 垂直循环带。此带位于地面以下包气带内。水沿垂直裂隙及垂直洞穴下渗，此带岩溶形态多为落水洞等垂直洞穴。

② 季节循环带。此带介于地下潜水最高水位与最低水位之间。高水位时地下水以水平运动为主，低水位时地下水以垂直运动为主，因此，此带内既有垂直溶洞也有水平溶洞发育。

③ 水平循环带。此带位于最低地下水位之下，常年充满地下水，地下水做水平运动，多向河谷排泄，故多形成水平溶洞或暗河。若深层承压地下水，由四面向上往河谷中排泄，则形成放射状溶洞。

④ 深部循环带。此带位于地下深处，与当地地表水无关，主要取决于地质构造，向较远处排泄。此带地下水交替运动缓慢，岩溶发育程度轻，多为蜂窝状溶孔。

2. *岩溶的发育规律*

在岩溶发育地区，各种岩溶形态在空间的分布和排列是有一定规律的，它们主要受岩性、地质构造、地壳运动、地形和气候等因素的控制和影响。

（1）岩性的影响

可溶岩层的成分和岩石结构是岩溶发育和分布的基础。成分和结构均一且厚度很大的石灰岩层，最适合岩溶的发育和发展。所以许多石灰岩地区的岩溶规模很大，形态也比较齐全。广西桂林附近有很多大规模的溶洞，多发育在层厚质纯的石灰岩岩体中。白云岩略次于石灰岩。含有泥质和其他杂质的石灰岩或白云岩，溶蚀速度和规模都小得多。在石灰岩或白云岩发育的地区进行道路选线时，必须随时注意岩溶的影响。

（2）地质构造的影响

褶曲、节理和断层等地质构造控制着地下水的流动通道，地层构造不同，岩溶发育的

形态、部位及程度都不同。

背斜轴部张节理发育，地表水沿张节理下渗，多形成漏斗、落水洞、竖井等垂直洞穴。向斜轴部属于岩溶水的聚积区，两翼地下水集中到轴部并沿轴向流动，故水平溶洞及暗河是其主要形态。此外，向斜轴部也有各种垂直裂隙，故也会形成陷穴、漏斗、落水洞等垂直岩溶形态。褶曲翼部是水循环强烈地段，岩溶一般均较发育，尤以邻近向斜轴部时为最甚。

一般张性断裂受拉张应力作用，破碎带宽度并不太大，但断层角砾大小混杂，结构疏松，缺乏胶结，裂隙率高，有利于地下水的渗透溶解，沿断裂带岩溶强烈发育。

压性断裂带由于断裂带内常发育有较厚的断层泥或糜棱岩，一般呈致密胶结状态，裂隙率低，不利于地下水流动，岩溶作用弱，岩溶程度轻。

在逆断层组成的叠瓦式断裂带，除地表水有些小型漏斗和溶沟外，断层带内几乎没有岩溶现象。

但是，在压性断裂带的主动盘(一般为上升盘)上，也可能存在强烈的岩溶现象。这是因为主动盘影响规模较大，次一级小断层与裂隙较发育，而且多张开，有利于岩溶发育。

扭性断裂的情况介于张性和压性断裂之间，这与扭性断裂有时是隔水的，有时是富水的有关，在一些扭性断裂带岩溶也可以强烈发育。

(3) 地壳运动的影响

正如河流的侵蚀作用受侵蚀基准面控制一样，地下水对可溶岩的溶蚀作用同样受侵蚀基准面的控制。而侵蚀基准面的改变则是由地壳升降运动所决定的。因此，当地壳相对上升、侵蚀基准面相对下降时，岩溶以下蚀作用为主，从而形成垂直的岩溶形态；而当地壳相对稳定、侵蚀基准面一段时间也相对不变时，地下水以水平运动为主，从而形成较大的水平溶洞。当地壳升降和稳定呈间歇交替变化时，垂直和水平溶洞形态也会交替变化。水平溶洞成层发育，每层溶洞的水平高程与当地河流阶地高程相对应，是该区地壳某个稳定时期的产物。

(4) 地形的影响

在岩层裸露、坡陡的地方，因地表水汇集快、流动快且渗入量少，多发育溶沟、溶槽或石芽；在地势平缓、地表径流排泄慢、向下渗流量多的地方，常发育漏斗、落水洞和溶洞；一般在斜坡地段，岩溶发育较弱，分布也较少。

岩溶发育的程度，在地表和接近地表的岩层中最强烈，往下越深越减弱。在岩层倾角较大的纯石灰岩层深部，偶可见到岩溶发育，在富有 CO_2 和循环较快的承压水地区，也可能有深层的岩溶发育。

(5) 气候的影响

降水多，地表水体强度就大，气候也潮湿，地下水也能得到补给，岩溶发育就较快，因此，在气候炎热、潮湿、降水量大的情况下，地下水充沛且流量大，并在分布有碳酸盐岩层的地区，岩溶发育和分布较广，岩溶形态也比较齐全。我国广西属典型的热带岩溶地区，以溶蚀峰林为主要特征；长江流域的四川、湖北、湖南一带，属亚热带气候，岩溶形态以漏斗和溶蚀洼地为主要特征；黄河流域以北属温带气候，岩溶多不发育，而以岩溶泉和干沟为主要特征。

4.5.3 岩溶地区工程地质问题及防治措施

1. 主要工程地质问题

在岩溶发育的地方，气候潮湿多雨，岩石的富水性和透水性都很强，岩溶作用会使岩体结构发生变化，以致岩石强度降低。在岩溶发育地区修建公路、桥梁或隧道，常会给工程设计或施工带来许多困难，如果不认真对待，还可能造成工程失败或返工。

在岩溶发育地区进行工程建设，经常遇到的工程地质问题主要是地基塌陷、不均匀下沉、基坑和洞室涌水等。

各种岩溶形态都造成了地基的不均匀性，因而引起基础的不均匀变形。

在建筑物基坑或地下洞室的开挖中，若挖穿了暗河或地表水下渗通道，则会造成突然涌水，给工程施工和使用造成重大损失和灾难。

在岩溶发育地区修建工程建筑物时，首先，必须在查清岩溶分布、发育情况的基础上，选择工程建筑物的位置，尽可能避开危害严重的地段；其次，由于岩溶发育的复杂性，特别是不可能在施工之前全部查清地下岩溶的分布，一旦施工时揭露出来，则必须有针对性地采取必要的工程措施。



【地层沉降及房屋变形】

一般认为，对于普通建筑物地基，若地下可溶岩石坚硬、完整，裂隙较少，则当溶洞顶板厚度 H 大于溶洞最大宽度 b 的1.5倍时，该顶板不致塌陷；若岩石破碎、裂隙较多，则当溶洞顶板厚度 H 应大于溶洞最大宽度 b 的3倍时，才是安全的。对于地质条件复杂或重要的建筑物的安全顶板厚度，则需进行专门的地质分析和力学验算才能确定。

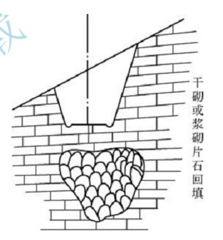


图 4.43 回填溶洞

2. 常用防治措施

对于在建筑物下地基中的岩溶空洞，可以采用灌浆、灌注混凝土、干砌或浆砌片石的方法回填（图4.43），必要时也可采用钢筋混凝土盖板加固，以提高基底承载力，防止洞顶坍塌。

隧道穿过岩溶区，视所遇溶洞规模及出现部位采取相应措施。若溶洞规模不大且出现于拱顶或边墙部位，一般可采用清除充填物后回填堵塞(图4.44)；若出现在边墙下或洞底可采用加固或跨越的方案(图4.45)；若溶洞规模较大甚至有暗河存在，可在隧道内架桥跨越。

对于岩溶地区的防排水措施应予慎重处理，主要原则是既要有利于工程修建，减轻岩溶发展和危害，又要考虑有利于该区的环境保护，不能由于排水、引水不当，造成新的环境问题。在岩溶区的隧道工程中常会遇到岩溶水问题，若岩溶水水量较小，可采用注浆堵水，也可用侧沟或中心沟将水排出洞外；若水量较大，则可采用平行导坑作排水坑道。总之，对岩溶一般宜用排堵结合的综合处理措施，不宜强行拦堵，且应做好由于长期排水造成的地面环境问题(如地面塌陷或地表缺水干涸)的处理补救措施。

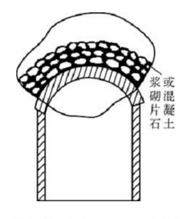


图 4.44　隧道拱顶溶洞回填

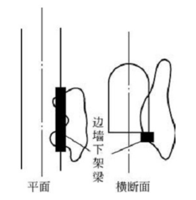


图 4.45　隧道边墙下溶洞处理

4.6　地　　震

4.6.1　地震概述

1. 地震的概念

地震是一种破坏性极强的自然灾害。据不完全统计，地壳上每年发生地震约有500万次以上，人们能够感觉到的约有5万次。其中，能够造成破坏作用的约有1000次，7级以上大地震约有十几次。

据史料记载，世界上已发生的最大地震震级为8.9级，是1960年5月22日发生在南美洲智利的地震。我国在1949年以后发生的大地震有：1966年河北邢台地震、1975年辽宁海城地震、1976年河北唐山大地震和2008年四川汶川大地震。强烈的地震造成巨大的毁灭性的灾害，使人民的生命财产遭到巨大的损失。因此，在工程活动中，必须考虑地震这个主要的环境地质因素，并采取必要的防震措施。

地震是一种地质现象，是地壳构造运动的一种表现。地下深处的岩层，由于某种原因突然破裂、塌陷或火山爆发等而产生振动，并以弹性波的形式传递到地表，这种现象称为地震。海底发生的地震称为海啸。

2. 地震波及其传播

地壳或地幔中发生地震的地方称为震源。震源在地面上的垂直投影称为震中。震中可以看作地面上振动的中心，震中附近地面振动最大，远离震中的地面振动减弱。图4.46所示为地震名词解释示意。

震源与地面的垂直距离称为震源深度。通常把震源深度在70km以内的地震称为浅源地震，震源深度在70～300km的称为中源地震，震源深度大于300km的称为深源地震。目前出现的最深的地震震源深度为720km。世界上发生的绝大部分地震属于浅源地震，震源深度多集中在5～20km，中源地震比较少，而深源地震为数更少。

同样大小的地震，当震源较浅时，波及范围较小，破坏性较大；当震源深度较大时，

波及范围较大，但破坏性相对较小。多数破坏性地震都是浅源地震。深度超过 100km 的地震一般不会在地面上引起灾害。

地面上某一点到震中的直线距离称为该点的震中距。通常将震中距在 1000km 以内的地震称为近震，大于 1000km 的称为远震。引起灾害的一般都是近震。

围绕震中的一定面积的地区称为震中区。它表示一次地震时震害最为严重的地区。强烈地震的震中区往往又称为极震区。

在同一次地震影响下，地面上破坏程度相同各点的连线，称为等震线。

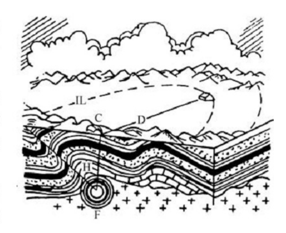


图 4.46 地震名词解释示意

F—震源；C—震中；H—震源深度；D—震中距；IL—等震线

地震发生时，震源处产生强烈的振动，以弹性波的方式向四周传播，此弹性波称为地震波。

地震波在地下岩土介质中传播时称为体波，体波到达地表后，引起的沿地表传播的波称为面波。

体波包括纵波和横波。纵波又称为压缩波或 P 波，是岩土介质对体积变化的反应而产生的，靠介质的扩张和收缩而传播，质点振动的方向与传播方向一致。纵波传播速度最快，平均速度为 7～13km/s。纵波既能在固体介质中传播，也能在液体或气体中传播。横波又称为剪切波或 S 波，是介质形状变化反应的结果，质点振动方向与传播方向垂直，且各质点间发生周期性剪切振动。横波传播速度平均为 4～7km/s，比纵波慢。横波只能在固体介质中传播。

面波只限于沿地表传播，一般可以说它是体波经地层界面多次反射形成的次生波。它包括沿地面滚动传播的瑞利波和沿地面蛇形传播的乐甫波两种。面波传播速度最慢，平均速度为 3～4km/s。

地震对地表及建筑物的破坏是通过地震波实现的。纵波引起地面上下颠簸，横波使地面水平摇晃，面波则引起地面波状起伏。纵波先到，横波和面波随后到达，由于横波、面波振动更剧烈，造成的破坏也更大。随着与震中距离的增加，振动逐渐减弱，破坏逐渐减小，直至消失。

3. 地震的成因类型

地震按其成因可分为构造地震、火山地震、陷落地震和人工触发地震四大类。

(1) 构造地震

构造地震是指地壳运动引起的地震。地壳运动使组成地壳的岩层发生倾斜、褶皱、断裂、错动或大规模岩浆侵入活动等，与此同时，地壳也就随之发生地震。其中，最普遍、最重要的是由地壳运动造成岩层断裂、错动引起的地震。在某些地区地壳中，由于应力不断积累，超过了岩石的强度极限，岩石沿薄弱处发生破裂和位移，同时迅速、急剧地释放出积累的能量，以弹性波的形式引起地壳的振动。这种由于断裂活动引起的地震，在地壳中最常见，占地震中的大多数。构造地震约占地震总数的 90%以上。

（2）火山地震

火山地震是指火山喷发引起的地震。火山地震约占地震总数的7%。

（3）陷落地震

陷落地震是指山崩、巨型滑坡或地面塌陷引起的地震。地面塌陷多发生在可溶岩分布地区，若地下溶蚀或潜蚀形成的各种洞穴不断扩大，上覆地表岩土层顶板就有可能发生塌陷，从而引发地震。

（4）人工触发地震

人工触发地震是指人类工程活动引起的地震。大型水库的修建、大规模人工爆破、大量深井注水及地下核爆炸试验等都能引起地震。由于近几十年来人类工程活动越来越多、规模越来越大，人工触发地震问题已日益引起人们的关注。

上述四种地震中，构造地震的影响范围最大，破坏性也最大，是地震研究的重点。全世界发生构造地震的地区分布并不均匀，主要受地质构造条件控制，多发生在近代造山运动和地壳的大断裂带上，即形成于地壳板块的边缘地带。因此，构造地震主要分布在环太平洋地震活动带和地中海—中亚地震活动带两个地带。环太平洋地震活动带西部边缘包括日本、马里亚纳群岛、中国台湾地区、菲律宾、印度尼西亚，直至新西兰。它的东部边缘是南、北美洲的西海岸，包括美国、墨西哥、秘鲁、智利等国。该地震活动带的地震占全世界地震总数的80%以上。地中海—中亚地震活动带大致呈东西走向，与山脉延伸方向一致，从亚速尔群岛经过地中海、喜马拉雅地区，至我国云南、四川西部和缅甸等地，与环太平洋地震活动带相接。此地震活动带的地震占全世界地震总数的15%左右。

4.6.2 地震震级与地震烈度

1. 地震震级

地震震级是指一次地震时震源处所释放能量的大小，用符号M表示。震级是地震固有的属性，与所释放的地震能量有关，释放的能量越大，震级越大。一次地震所释放的能量是固定的，因此，无论在任何地方测定都只有一个震级，其数值是根据地震仪记录的地震波图确定的。

我国使用的震级是国际上通用的里氏震级，它将地震震级划分为10个等级，目前记录到的最大地震震级尚未超过8.9级。震级（M）与震源发出的总能量（E）之间的关系为

$$\lg E = 11.8 + 1.5M \tag{4-11}$$

式中，E的单位是尔格(erg)，地震震级和能量的关系见表4-6。

表4-6　地震震级与能量的关系

地震震级	能量/erg	地震震级	能量/erg
1	2.0×10^{13}	6	6.31×10^{20}
2	6.31×10^{14}	7	2.0×10^{22}
3	2.0×10^{16}	8	6.31×10^{23}
4	6.31×10^{17}	8.5	3.55×10^{24}
5	2.0×10^{19}	8.9	1.41×10^{25}

注：erg为尔格，$1\text{erg}=10^{-7}\text{J}$。

从表4-6可以看出，震级相差一级，能量相差32倍。一次大地震所释放的能量是十分惊人的。1960年智利发生的8.9级大地震，其释放的能量若转化为电能，相当于一个1.225×10^6 kW电站36年的总发电量。

一般认为，小于2级的地震称为微震；2～4级的地震称为有感地震；5～6级以上的地震称为破坏性地震；7级以上的地震称为强烈地震或大地震。

2. 地震烈度

地震烈度是指地震时受震区的地面及建筑物遭受地震影响和破坏的程度。一次地震只有一个震级，而地震烈度却在不同的地区有不同的烈度。震中烈度最大，震中距越大，烈度越小。地震烈度的大小除了与地震震级、震中距、震源深度有关外，还与当地的地质构造、地形、岩土性质等因素有关。根据我国1911年以来152次浅源地震资料统计，震级(M)和震中烈度(I_0)有如下关系。

$$M=0.66I_0+0.98 \tag{4-12}$$

划分具体烈度等级是根据人的感觉，家具和物品所受震动的情况，房屋、道路及地面的破坏现象等因素综合分析而进行的。世界各国划分的地震烈度等级不完全相同，我国使用的是十二度地震烈度表，也就是将地震烈度根据不同地震情况划分为Ⅰ～Ⅻ度，每一烈度均有相应的地震加速度和地震系数，以便烈度在工程上的应用。地震烈度小于Ⅴ度的地区，具有一般安全系数的建筑物是足够稳定的；Ⅵ度地区，一般建筑物不必采取加固措施，但应注意地震可能造成的影响；Ⅶ～Ⅸ度地区，能造成建筑物损坏，必须按照工程规范规定进行工程地质勘察，并采取相应的防震措施；Ⅹ度以上地区属灾害性破坏，其勘察要求必须做专门研究，选择建筑物场地时应尽量避开。

为了把地震烈度应用到工程实际中，一般将地震烈度分为基本烈度、建筑场地烈度和设计烈度。

基本烈度是指该地区在一百年内能普遍遭受的最大地震烈度。地震基本烈度大于或等于Ⅶ度的地区为高烈度地震区。

建筑场地烈度也称为小区域烈度。它是指在建筑场地范围内，由于地质条件、地形地貌条件及水文地质条件不同而引起对基本烈度的提高或降低，通常可提高或降低半度至一度。但是，在新建工程的抗震设计中，不能单纯用调整烈度的方法来考虑场地的影响，而应针对不同的影响因素采取不同的抗震措施。

设计烈度是指抗震设计中实际采用的烈度，又称为计算烈度或设防烈度。它是根据建筑物的重要性、永久性、抗震性及工程经济性等条件对基本烈度的调整。对于特别重要的建筑物，经国家批准，可比基本烈度提高一度，如特大桥梁、长大隧道、高层建筑等；对于重要建筑物，可按基本烈度设计，如各种铁道工程建筑物、活动人数众多的公共建筑物等；对于一般建筑物可比基本烈度降低一度，如一般工业与民用建筑物。但是，为保证大量建筑物都有一定的抗震能力，当基本烈度为Ⅶ度时，一般不再降低。对于临时建筑物，可不考虑设防。

4.6.3 地震对建筑物的影响

在地震作用下，地面会出现各种震害和破坏现象（也称为地震效应），即地震的破坏

作用。它主要与震级大小、震中距和场地的工程地质条件等因素有关。地震破坏作用可分为以下几个方面。

1. 地震力对建筑物的破坏作用

地震力是由地震波直接产生的惯性力。它作用于建筑物使建筑物产生变形和破坏。地震力的大小取决于地震波在传播过程中质点简谐振动所引起的加速度。地震力对地表建筑物的作用可分为垂直方向和水平方向两个振动力。垂直力使建筑物上下颠簸；水平力使建筑物受到剪切作用，产生水平扭动或拉、挤。两种力同时存在、共同作用，但其中水平力的危害较大，地震对建筑物的破坏，主要是由于地面强烈的水平晃动造成的，垂直力的破坏作用居于次要地位。因此，在工程设计中，通常主要考虑水平方向地震力的作用。

地震时质点运动的水平最大加速度可按下式求得。

$$a_{\max}=\pm A\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 \quad (4-13)$$

如果建筑物的质量为 Q，作用于建筑物的最大地震力 P 为

$$P=\frac{Q}{g}a_{\max}=\frac{a_{\max}}{g}Q=K_c Q \quad (4-14)$$

式中 P——最大地震力，N；

T——振动周期，s；

A——振幅，cm；

g——重力加速度，m/s^2；

K_c——地震系数，以分数表示。

地震系数是一个很重要的参数，可以查相关表格取得，也可由 $K_c=0.001a_{\max}$ 求得。因为 $a_{\max}$ 是最大水平加速度，所以 K_c 是水平地震系数。当 $K_c=1/100$ 时，建筑物开始破坏；当 $K_c=1/20$ 时(相当于地震烈度 8～9 度)，建筑物一般产生严重破坏。

此外，地震对建筑物的破坏作用，还与振动周期有关。如果建筑物振动周期与地震振动周期相近，则引起共振，使建筑物更易被破坏。

2. 地变形的破坏作用

地震时地表产生的地变形主要有断裂错动、地裂缝及地倾斜等。

① 断裂错动是浅源断层地震发生断裂错动时在地面上的表现。地震造成地面断裂和错动，能引起断裂附近及跨越断裂的建筑物发生位移或破坏。1976 年河北唐山大地震，地面产生断裂错动现象，使部分公路和桥梁发生错断。

② 地裂缝是地震时常见的现象。按一定方向规则排列的构造地裂缝多沿发震断层及其邻近地段分布。它们有的是由地下岩层受到挤压、扭曲、拉伸等作用发生断裂，直接露出地表形成；有的是由地下岩层的断裂错动影响到地表土层而产生。1973 年四川炉霍地震，沿发震断层的主裂缝带长为 90km，带宽为 20～150m，最大水平错距为 3.6m，最大垂直断距为 0.6m，沿裂缝形成无数鼓包，清楚地说明它们是受挤压而产生的。裂缝通过处，地面建筑物全部倾倒，山体开裂，崩塌、滑坡现象很多。1975 年辽宁海城地震，位于地裂缝上的树木也被从根部劈开，显然，这是张力作用的结果。

③ 地倾斜是指地震时地面出现的波状起伏。这种波状起伏是面波造成的，不仅在大地

震时可以看到它们，而且在震后往往有残余变形留在地表。1906年美国旧金山大地震，街道严重破坏，变成波浪起伏的形状，就是地倾斜最显著的例子。这种变形主要发生在土、砂和砾、卵石等地层内，由于振幅很大、地面倾斜等，它们对建筑物有很大的破坏力。

由于出现在发震断层及其邻近地段的断裂错动和构造型地裂缝是人力难以克服的，对公路工程的破坏无从防治，因此，对待它们只能采取两种方法：一是尽可能地避开；二是不能避开时本着便于修复的原则设计公路，以便破坏后能及时修复。

3. 地震促使软弱地基变形、失效的破坏作用



【地震造成的涌砂】

软弱地基一般指可发生触变的软弱黏性土地基及可液化的饱和砂土地基。它们在强烈地震作用下，由于触变或液化，可使地基承载力大大降低甚至完全消失，这种现象通常称为地基失效。软弱地基失效时，可发生很大的变位或流动，不但不能支承建筑物，反而对建筑物的基础起到推挤作用，因此会严重地破坏建筑物。除此之外，软弱地基在地震时容易产生不均匀沉陷，振动的周期长、振幅大，这些都会使其上的建筑物易遭受破坏。



【地震砂基液化试验及地基液化模型试验】

4. 地震激发滑坡、崩塌与泥石流的破坏作用

地震使斜坡失去稳定，激发滑坡、崩塌与泥石流等各种斜坡变形和破坏。如震前久雨，则更易发生。在山区，地震激发的滑坡、崩塌与泥石流所造成的灾害和损失，常常比地震本身所直接造成的灾害和损失还要严重。规模巨大的滑坡、崩塌、泥石流，可以摧毁道路和桥梁，掩埋居民点。峡谷内的滑坡、崩塌，可以阻河成湖，淹没道路和桥梁。一旦堆石溃决，洪水下泄，常可引起下游水灾。当水库区发生大规模的滑坡、崩塌时，不仅会使水位上升，而且会激起巨浪，冲击水坝，威胁坝体安全。

地震激发滑坡、崩塌、泥石流的危害，不仅表现在地震当时发生的滑坡、崩塌、泥石流，以及由此引起的堵塞河道、淹没、溃决所造成的灾害，而且表现在因岩体震松、山坡裂缝，在地震发生后相当长一段时间内，滑坡、崩塌、泥石流连续不断。由于它们对公路工程的危害极大，因此在地震时可能发生大规模滑坡、崩塌的地段为抗震危险的地段，选择线路时应尽量避开。



知识链接

我国的地质灾害与经济损失

我国领土辽阔、人口众多、气候多变，地形、地貌和地质条件复杂，而且火山作用、岩浆与地壳断裂活动普遍，所以地质灾害的类型多、分布广、频度高，造成的损失巨大。现将我国多发的地质灾害扼要介绍如下。

(1) 地震。它是破坏性最大的一种地质灾害，我国是世界上最大的大陆地震区，全国有32%的国土和45%的大中城市处在Ⅶ度以上的高地震烈度区，川滇藏与西北各省、渤海湾周围为强震区。据统计，我国历史上记载的地震达4000多次，21世纪发生6级

以上的地震655次，7～9.9级地震98次，8级以上地震9次，其中7级以上地震约占全球同级地震的10%。地震死亡人数超过50万人，与世界各国地震死亡总人数相等。仅1949年以来，我国地震死亡人数就高达27.4万人，伤残76.5万人，直接经济损失数百亿元。我国地震灾害死亡人数平均每年为2000～3000人，经济损失年均10亿～20亿元。

（2）地面沉降与地面塌陷。由于东北平原、长江三角洲、珠江三角洲、沿海与湘云贵岩溶地区的人口、工业、采矿业迅猛发展，以及超量开采地下水等原因，在矿区和大中城市多次出现了地面沉降和地面塌陷。我国因超量抽水而引起地面沉降的有上海、天津、常州、无锡等36个城市，其中上海、天津最大沉降幅度已超过2m。天津市因地面沉降而造成污水倒灌、积水淹没工厂、交通阻塞、海河泄洪能力降低，还多次加高塘沽新港海堤，损失巨大，仅盐场坨地码头每年就需填土$1\times10^5m^3$。我国的桂、黔、湘等18个省区已发现岩溶地面塌陷点800多处，有塌陷坑30000多个，使大批的房屋倒塌，农田、水库、山塘毁坏，河流改道，每年造成的经济损失达十几亿元。

（3）滑坡、崩塌和泥石流。我国是一个多山的国家，山地、高原和丘陵占国土面积的69%，每年都产生大量的滑坡、崩塌和泥石流等地质灾害。它们主要分布在我国的中部山区，即祁连山、川西高原一线东部，太行山、鄂西山地、武陵山一线西北，长城以南地区。这些地区因人口和工农业迅速发展，山区资源大量开发，森林和植被破坏严重，生态环境日趋恶化，造成滑坡、崩塌和泥石流等严重灾害。我国近百年死于滑坡、崩塌和泥石流的人数已达万人，仅1949年以后就在5500人以上，平均每年造成的直接经济损失至少可达40亿～50亿元。我国西南各铁路沿线受滑坡、崩塌和泥石流灾害的有近万千米，占全国铁路总长近20%，致使铁路运输中断1000～2000h，直接经济损失1.7亿元，整治费用1.5亿元。近年来，我国部分山区铁路整治滑坡、崩塌和泥石流等灾害的费用已超过10亿元。

（4）地裂缝。我国已在陕、甘、宁、晋、苏、皖等10多个省区的200多个县市发现有746处地裂缝，大型地裂缝有1000多条，其中以西安、大同、榆次、运城等处的地裂缝规模与危害最大，所造成的经济损失每年约有数亿元。如西安市地裂缝总长达35km，使40座厂房、70处住宅、200余间平房和百余处道路遭到破坏。

（5）水土流失。我国水土流失主要在西北黄土高原和长江上游等地区。黄河上游与沿岸每年有1.6×10^5t的泥沙进入黄河。长江上游和沿岸每年有5×10^8t的泥沙进入长江。我国水土流失面积目前已达$1.5\times10^6km^2$，约占国土总面积的15.6%，流失泥沙5×10^5t，其中含有的氮、磷、钾肥相当于4×10^7t化肥，折合经济损失达24亿元。

（6）沙漠化。我国是沙漠化危害最严重的国家之一。陕西、甘肃、青海、宁夏、新疆、内蒙古等“三北”地区沙漠化土地面积达$1.76\times10^5km^2$，另外还有$1.58\times10^5km^2$的土地有发生沙漠化的危险。全国各类沙漠化每年损失养分13.39×10^8t，相当于损失肥料4.67×10^9t。全国受沙漠化危害的6000万亩（1亩=666.67平方米）农田每年损失粮食二十多万吨，价值1亿元以上；7000万亩草场每年减产牧草3.5×10^6t，价值1.4亿元；清理受风沙危害的2000km长的铁路与公路，每年耗资1000多万元。

（7）煤田地下火灾。我国煤炭资源丰富，由于自燃或人为原因而导致的煤田地下火灾，几乎燃遍了全国。这种灾害不仅浪费资源，而且污染大气和水源，危害人畜健康和植

物生长，腐蚀建筑物与金属材料，还容易产生地面塌陷。新疆的煤炭资源占全国的32%，居全国第一，全疆煤田有45～180多个地下火区，白天浓烟滚滚，夜晚火光密布，面积达数百平方千米，每年燃烧煤炭约1×10^8t，经济损失达30亿元。

上述地震、地面沉降与地面塌陷、滑坡、崩塌与泥石流、地裂缝、水土流失、沙漠化、煤田地下火灾等地质灾害，对我国所造成的直接经济损失平均每年在100亿元以上。

资料来源：朱济成．我国地质灾害概说[J]．北京地质，1994(3)：27－30.

本章小结

(1) 滑坡、崩塌、泥石流、岩溶及地震是最常见的地质灾害。

(2) 滑坡是斜坡上大量土体或岩体在重力作用下，沿一定的滑动面(带)整体向下滑动的现象。

(3) 崩塌是指边坡上的岩体受重力的影响，突然脱离坡体崩落的现象。崩落过程中岩块翻滚、跳跃，互相撞击、破碎，最后堆积在坡脚。岩堆是指边坡岩体主要在物理风化作用下形成的岩石碎屑，由重力搬运到坡脚平缓地带堆积成的锥状体。

(4) 泥石流是山区常见的一种自然灾害现象。它是一种含有大量泥沙石块等固体物质，突然暴发的、具有很大破坏力的特殊洪流。泥石流通常在暴风雨或积雪迅速融化时暴发。

(5) 土坡失稳是土体内部应力状态发生显著改变的结果。对砂土土坡，其滑动面可假设为平面，通过滑动平面上的受力平衡条件导出其土坡稳定安全系数的验算公式；对均质黏土土坡可以采用圆弧滑动面假设用整体稳定分析方法进行验算；对成层土黏土土坡，一般可采用条分法进行分析计算。土坡稳定验算安全系数与滑动面位置有关，故需要求出最危险圆心位置对应的最小安全系数。

(6) 岩质边坡的定量计算，必须要在深入分析和充分掌握边坡岩体的工程地质条件的基础上，正确确定不稳定体的边界条件，合理选择计算参数，并结合相应的计算方法，才能获得满意的效果。

(7) 岩溶即岩溶作用及其所产生的一切岩溶现象的总称。在可溶性岩石地区，地下水和地表水对可溶岩进行的化学溶蚀作用、机械侵蚀作用，以及与之伴生的迁移、堆积作用，总称为岩溶作用；在岩溶作用下所产生的各种地表和地下的地貌形态，称为岩溶地貌。在岩溶作用地区所产生的特殊地质、地貌和水文特征，称为岩溶现象。

(8) 地震是一种地质现象，是地壳构造运动的一种表现。地下深处的岩层，由于某种原因突然破裂、塌陷或火山爆发等而产生振动，并以弹性波的形式传递到地表，这种现象称为地震；地震震级是指一次地震时，震源处所释放能量的大小；地震烈度是指地震时受震区的地面及建筑物遭受地震影响和破坏的程度。

思考题

1. 什么是滑坡？它的主要形态特征有哪些？
2. 形成滑坡的条件是什么？影响滑坡发生的因素有哪些？
3. 滑坡的防治原则是什么？滑坡的防治措施有哪些？
4. 什么是崩塌？形成崩塌的基本条件是什么？
5. 崩塌的防治原则和防治措施有哪些？
6. 岩堆有哪些工程地质特征？岩堆的处理原则和防治措施是什么？
7. 什么是泥石流？泥石流的形成条件是什么？其发育有何特点？
8. 土质路堑边坡的变形破坏类型有哪些？
9. 岩质边坡变形破坏的基本类型有哪些？
10. 影响岩质边坡稳定的因素有哪些？
11. 防治岩质边坡变形破坏的处理措施有哪些？
12. 简述边坡应力分布特征与边坡变形破坏的关系。
13. 什么是岩溶？岩溶主要有哪些形态？
14. 岩溶发育的基本条件是什么？
15. 岩溶地区的主要工程地质问题有哪些？常用的防治措施是什么？
16. 什么是地震？什么是地震等级和地震烈度？震级和烈度之间有什么关系？
17. 地震对工程建筑物的影响和破坏表现在哪些方面？

